

Andrzej A. MARSZ^a, Anna STYSZYŃSKA^b

^aPolskie Towarzystwo Geofizyczne,

Oddział Bałtycki

e-mail: aamarsz127@gmail.com

ORCID: 0000-0002-1962-8004

^bStowarzyszenie Klimatologów Polskich

e-mail: astys19@wp.pl

ORCID: 0000-0001-8763-9154

Prace i Studia Geograficzne

ISSN: 0208–4589; ISSN (*online*): 2543–7313

2024, t. 69.4, s. 7–28

DOI: 10.48128/pisg-2024-69.4-01

ATLANTYK PÓŁNOCNY A KLIMAT EUROPY. MECHANIZMY WPŁYWU Część 2

The North Atlantic and the climate of Europe. Mechanisms of influence Part 2

Abstract: The work discusses the mechanisms operating within the climate system leading to variability and changes in the atmospheric climate over Europe. The second part presents the impact of SLP changes over the Barents Sea modifying the effect of NA THC on the course of circulation processes in the Atlantic-Eurasian circulation sector. SLP changes over the Barents Sea, which are the result of the time-delayed action of NA THC, significantly influence the variability of climatic elements over Poland and Europe. The combined synchronous effect of NA THC changes and SLP changes over the Barents Sea as determined by the North Atlantic Climate Index (WK_{NA}) explains 76% of the variance in annual mean temperature over Europe over the period 1951–2020. The additional inclusion of radiative forcing (ΔF), which is generally considered to be the main factor forcing temperature increases, increases the explanation of temperature changes to only 80%. This allows us to put forward the thesis that the impact of changes in CO_2 concentration on the increase in air temperature over Europe plays a negligible role in relation to the action of natural factors. The main role in shaping climate change over the last 70 years has been played by changes in the intensity of meridional ocean heat transport in the N Atlantic.

Wpłynęło: 18.02.2024

Zaakceptowano: 03.06.2024

Zalecany sposób cytowania / Cite as: Marsz A.A., Styszyńska A., 2024, Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 2, *Prace i Studia Geograficzne*, 69.4, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 7–28, DOI: 10.48128/pisg-2024-69.4-01.

© Copyright by Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego & Autorzy



Artykuł opublikowany przez SCIENDO i objęty licencją Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International License

Key words: Climate change, thermohaline circulation, atmospheric circulation, Poland, Europe, North Atlantic

WPROWADZENIE

W pracy A.A. Marsza i A. Styszyńskiej „Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 1” (2024) wyjaśniono mechanizmy wpływu zmian termicznych wód tego akwenu na zmienność środkowotroposferycznej i dolnej cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym. Głównym czynnikiem sterującym zmianami cyrkulacji i zmiennością przebiegu elementów klimatycznych jest składowa powierzchniowa cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego (dalej NA THC – *North Atlantic Thermohaline Circulation*). Intensywność NA THC opisuje wskaźnik oznaczony akronimem DG_{3L} (Marsz 2015). Zmienność tego wskaźnika objaśnia około 40% wariancji rocznej średniej obszarowej temperatury powietrza w Europie w latach 1951–2020 i osobliwości tego przebiegu (Marsz, Styszyńska 2023a). Analiza przeprowadzona w pierwszej części pracy (Marsz, Styszyńska 2024) wykazała, że zmienność DG_{3L} nie jest jedynym czynnikiem wywierającym wpływ na przebieg wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą. Celem drugiej części tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad działaniem drugiego czynnika wywierającego istotny wpływ na przebieg cyrkulacji atmosferycznej nad Europą jakim są zmiany stanu termicznego Morza Barentsa i wymuszone przez nie zmiany ciśnienia atmosferycznego nad tym akwenem (Marsz, Styszyńska 2023b). Ponieważ zmiany wskaźnika DG_{3L} i zmiany ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (dalej SLP – *Sea Level Pressure*) nad Morzem Barentsa zachodzą jednocześnie, rysuje się potrzeba wyjaśnienia ich łącznego wpływu na kształtowanie zmian wysokości geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa (dalej h500) oraz związków z SLP, czyli czynnikami, które nad Europą bezpośrednio regulują przepływy powietrza w środkowej i dolnej troposferze. Uzyskane wyniki pozwolą ocenić wpływ zmian stanu termicznego wód Atlantyku Północnego na zmienność klimatu Polski i Europy w latach 1951–2020 oraz odnieść się do rzeczywistych przyczyn obserwowanego w latach 1988–2020 gwałtownego wzrostu temperatury nad Europą.

MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE, METODY BADAŃ

W badaniach wykorzystano dane o temperaturze powierzchni oceanu (dalej SST – *Sea Surface Temperature*) pochodzące ze zbioru ERSST v.5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v.5; Huang i in. 2017). Jest to zbiór globalny, oparty na danych z pomiarów *in situ* zestawionych w bazie ICOADS (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*), o rozdzielczości przestrzennej $2^\circ \times 2^\circ$ i rozdzielczości czasowej miesięcznej. Wartości SST dla danego gridu (poła $2^\circ \times 2^\circ$) stanowią średnią miesięczną całej jego powierzchni. Miesięczne wartości SST dla 32 gridów, zlokalizowanych w siatce przestrzennej co $10^\circ\lambda$ i $10^\circ\varphi$, pobrano za pośrednictwem IRI/LDEO Climate Data Library (<http://iridl.ldeo.columbia.edu>, dostęp: 21.05.2023). Dane te tworzą południkowe i równoleżnikowe profile przez Atlantyk Północny między 20° i 70°N . Roczne wartości SST obliczano, jako zwykle średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

Z tego samego zbioru pobrano wartości SST (grid 38°N , 56°W) niezbędne do obliczenia wskaźnika DG_{3L} , informującego o intensywności transportu ciepła wraz z wodami przez składową powierzchniową cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (NA THC). Obliczeń wskaźnika dokonano zgodnie z procedurą podaną w pracy A.A. Marsza (2015).

Szeregów czasowych danych wysokości geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa (h500) i ciśnienia na poziomie morza (SLP) pobrano z danych reanalizy (zbiory NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic PressureLevel phi: Geopotential height data oraz <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/>, Kalnay i in. 1996; dostęp: 25.05.2023). Dane obejmują obszar od 30°N do 75°N i od 40°W do 60°E ,

w rozdzielczości $5^\circ \times 5^\circ$ (152 gridy). Wartości roczne obliczano, jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych dla roku kalendarzowego.

Miesięczne wartości elementów klimatycznych: temperatury powietrza (T), wilgotności względnej (f), sum usłonecznienia (U) i opadu (P), stanowią przetworzone dane ze zbiorów udostępnionych przez IMGW–PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>, dostęp: 15.05.2023). Wybrano 11 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski, na których seria usłonecznienia była kompletna, albo też te, na których w całym okresie obserwacji (1966–2020) liczba braków nie przekraczała 4 wartości miesięcznych: Białystok, Chojnice, Jelenia Góra, Katowice, Kołobrzeg, Lesko, Łódź, Poznań, Suwałki, Szczecin i Włodawa. Brakujące na poszczególnych stacjach wartości usłonecznienia miesięcznego obliczono metodą regresji wielokrotnej z dwu stacji położonych w pobliżu. Podobnie postępowano z uzupełnieniem braków obserwacji miesięcznych innych elementów klimatycznych na niektórych stacjach. Dla charakterystyki usłonecznienia w okresie 1951–2020 wykorzystano średnią z rocznych wartości usłonecznienia z 4 stacji, dla których istnieją pełne dane pomiarowe: Kraków – Obserwatorium Astronomiczne, Łódź, Puławy i Wrocław. We wspólnym okresie obserwacji (1966–2020) szereg ten jest niemal idealnie skorelowany ($r=0,97$, $p \ll 0,001$) z szeregiem średniej obszarowej obliczonej z 11 wyżej wymienionych stacji.

Średnie miesięczne wartości prędkości wiatru na wysokości 10 m zaczerpnięto z danych NCEP (*National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, USA*) za pośrednictwem serwerów IRI LDEO Climate Data Library. Są to dane gridowe (rozdzielczość $2,5 \times 2,5^\circ$), obliczane z pól SLP, przy uwzględnieniu zmiennych w przestrzeni i czasie współczynników tarcia (zbiór: dataset speed: sped[m/s] data, dostęp: 15.05.2023). Dane te różnią się istotnie od prędkości wiatru obliczanych ze składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa (reanaliza; Kalnay i in. 1996) i są wysoce istotnie skorelowane z danymi średniej miesięcznej prędkości wiatru tylko na części stacji polskich¹. Dane dla obszaru Polski pobrano dla gridów: $[50^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$, $[50^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$, $[50^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 15^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$, $[55^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$ i $[55^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$.

Ponieważ dane o SLP na polskich stacjach udostępnione przez IMGW–PIB rozpoczynają się dopiero od 1966 roku, to dla tych samych gridów z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library pobrano szeregi czasowe miesięcznych wartości ciśnienia na poziomie morza (SLP) z okresu 1951–2020 (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data, Kalnay i in. 1996; dostęp: 15.05.2023). Średnie roczne prędkości wiatru i SLP w poszczególnych gidach obliczano, jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych. Szeregi SLP pobrane z reanalizy są bardzo silnie skorelowane między sobą i w przewadze wysoce istotnie skorelowane ze zredukowanym do poziomu morza ciśnieniem atmosferycznym na poszczególnych stacjach (okres 1966–2020).

Związki między termiką powierzchni oceanu i elementami klimatycznymi mają charakter wieloskalowy i w niewielkim stopniu zmieniają się w przestrzeni. Z tego względu z miesięcznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych z wszystkich wymienionych stacji polskich i gridów obliczono wartości średnie, tworząc tym samym miesięczne i roczne średnie „obszarowe” dla Polski. Zmienność tych średnich jest silnie skorelowana ze zmiennością odpowiednich elementów na stacjach, również innych niż te, które zostały użyte do obliczania „średniej obszarowej”. Pozwala to uważać, że tak obliczone średnie obszarowe w wystarczającym stopniu charakteryzują występującą zmienność wymienionych elementów klimatycznych nad Polską.

¹ Analiza przebiegów miesięcznych prędkości wiatru na stacjach polskich zdaje się wskazywać na zerwanie jednorodności ciągów na licznych stacjach. Ten czynnik stanowił przyczynę posłużenia się danymi NCEP, a nie danymi obserwacyjnymi ze stacji IMGW–PIB.

Miesięczne szeregi wartości temperatury powietrza z okresu 1951–2020, z 94 stacji europejskich (lokalizacja stacji – patrz czerwone punkty na ryc. 9) uzyskano z baz danych służb meteorologicznych poszczególnych państw oraz bazy danych ECAD (*European Climate Assessment & Dataset*; <https://www.ecad.eu/>, dostęp: 05.06.2023). Z tych samych źródeł uzyskano dane o wilgotności względnej, zachmurzeniu ogólnym, sumach opadu i usłonecznieniu.

Szeregi miesięczne frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964) z okresu od stycznia 1951 do lutego 2018 pochodzą z załącznika nr 2 do pracy Dimitrieva i in. (2018). Pozostałe wartości (2018–2020) uzyskano bezpośrednio z AARI (*Arctic and Antarctic Research Institute*, St. Petersburg, RF). Roczne wartości frekwencji poszczególnych makrotypów obliczono jako sumy miesięcznych frekwencji danych makrotypów w poszczególnych latach.

Do badań wykorzystano również wzorce telekonekcyjne (TP – *Teleconnections Patterns*) rozkładu SLP nad atlantycko-eurazjatyckim sektorem cyrkulacyjnym występujące na 500 hPa, wyróżnione przez NWS CPC (*National Weather Service, Climate Prediction Center*): NAO TP – *North Atlantic Oscillation TP*, EA TP – *East Atlantic TP*, EA/WR TP – *East Atlantic – West Russia TP*, SCAND TP – *Scandinavian TP* (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>, dostęp: 26.05.2023).

Szeregi czasowe rocznej koncentracji CO₂ w troposferze z okresu 1951–1978 pobrano ze zbioru „Historical CO₂ Records from the Law Dome DE08, DE08-2 and DDS Ice Cores” (<https://cidac-ess-dive.lbl.gov/trends/co2/lawdome.html>, Etheridge i in. 1996, 1998; dostęp: 28.05.2023), a z okresu 1959–2020 ze zbioru „Mauna Loa CO₂ annual mean growth rates” (https://gml.nasa.gov/webdata/ccgg/trend/co2_gr_mlo.txt, Thoning i in. 1989; dostęp: 28.05.2023). Wartości rocznej koncentracji CO₂ posłużyły do obliczenia wartości wymuszenia radiacyjnego (ΔF , W·m⁻²) za pomocą formuły zalecanej przez IPCC (2001).

W pracy wykorzystano standardowe metody statystyczne. Była to korelacja liniowa, analiza regresji oraz analiza składowych głównych (PCA – *Principal Component Analysis*). Tą ostatnią metodę stosowano dla redukcji liczby zmiennych, szacowania wartości własnych oraz określania wektorów własnych² (Ev, EOF; empirycznych funkcji własnych). Wartości własne pozwalają na określenie udziału całkowitej wariancji objaśnianej przez poszczególne wektory własne.

Rezultaty analiz w rozdzielczości przestrzennej 5° × 5° i 10° × 10° przetworzono do postaci graficznej, tworząc mapy izokorelat. Mapy te opracowano posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

Wobec faktu, że dostępne autorom szeregi obserwacji usłonecznienia na polskich stacjach rozpoczynają się dopiero od roku 1966, analizę przeprowadzono w dwu przekrojach czasowych: 1966–2020 (55 lat) i 1951–2020 (70 lat). Analizę szeregu 55-letniego przeprowadzono, aby uzyskać w pełni porównywalne wyniki analizy związków między SST i elementami klimatycznymi. W tym przypadku wszystkie współczynniki korelacji z SST są dzięki temu obliczone z jednakowej długości szeregów. Przy tej długości szeregów graniczną wartością istotności ($p=0,05$) współczynnika korelacji jest $r=|0,2679|$ (przyjęto $|0,27|$), a wysokiej istotności ($p=0,001$) jest $r=|0,4286|$ (przyjęto $|0,43|$). Drugą analizę przeprowadzono, z usłonecznieniem „obszarowym” obliczonym tylko z 4 stacji, w pełnym 70-leciu 1951–2020. W tym przypadku, długość szeregów jest większa, co zmienia graniczne wartości współczynników korelacji dla określonego poziomu istotności (0,24 i 0,38 odpowiednio). Porównanie współczynników korelacji z obu szeregów, krótszego (55 lat) i dłuższego (70 lat), pozwala na kontrolę czy badane związki są stabilne w funkcji czasu.

² Wektory własne stanowią szeregi wartości czynnikowych poszczególnych składowych głównych.

ZMIANY ZASOBÓW CIEPŁA W MORZU BARENTSA, CIŚNIENIE ATMOSFERYCZNE W ARKTYCE ATLANTYCKIEJ A POLE SLP NAD EUROPA I ZMIENNOŚĆ ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH W EUROPIE

Rozkład współczynników korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i SST na N Atlantyku przedstawiony w pierwszej części pracy (Marsz, Styszyńska 2024, ryc. 4) wskazuje, że drugie maksimum wartości tych współczynników ($r > 0,65$) występuje na północy – nad Morzem Norweskim. W grzdzie $70^{\circ}N$, $10^{\circ}E$ współczynnik ten jest równy 0,70, a nad południową częścią Morza Barentsa (już poza granicami mapy) jest równy 0,74.

Akwen Morza Barentsa jest następnym ośrodkiem, na którym zachodzące zmiany zasobów ciepła w wodach wywierają wpływ na kształtowanie się wielkoskalowej zmienności cyrkulacji atmosferycznej nad Europą (Marsz, Styszyńska 2023b). Ze względu na ograniczoną powierzchnię Morza Barentsa i położenie w wysokich szerokościach geograficznych, strumienie ciepła z tego morza w małym stopniu wpływają na kształtowanie się gradientów termicznych w środkowej troposferze w całym atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, wpływają jedynie na modyfikacje gradientów w ściśle zlokalizowanym przedziale długości geograficznej – od $\sim 10^{\circ}W$ do $\sim 30^{\circ}E$. Dla przebiegu procesów cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym znacznie większą rolę od zmian $h500$ generowanych przez zmiany SST na wodach Morza Barentsa odgrywa zmienność SLP wymuszona przez zmiany zasobów ciepła w wodach tego morza (Semenov 2008; Årthun i in. 2017; Smedsrud i in. 2013, 2022).

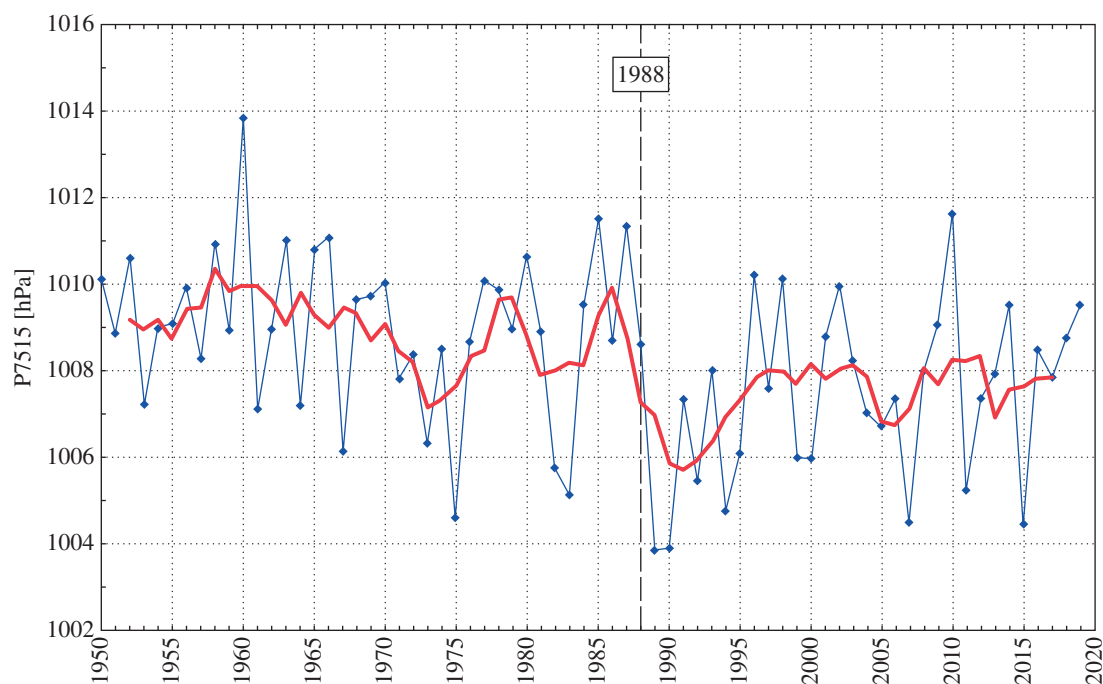
Zmiany zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa zachodzą w wyniku zmian intensywności NA THC, która w dodatnich fazach wprowadza do Morza Barentsa zwiększone ilości ciepłych i silnie zasolonych Wód Atlantycznych (AW – *Atlantic Water*; Skagseth i in. 2008; Eldevik, Nilsen 2013; Mulilwijk i in. 2018). Opóźnienia, które zachodzą w wyniku powolnego transportu oceanicznego AW, a następnie bardzo powolnych zmian zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa i czasu, po którym dochodzi do reakcji atmosfery na zmiany strumieni ciepła z Morza Barentsa³ powodują, że między zmiennością SLP nad Morzem Barentsa i zmiennością wskaźnika DG_{3L} istotnych synchronicznych korelacji brak (DG_{3L} & SLP; $r = -0,18$ $p = 0,131$; Marsz, Styszyńska 2023b).

W okresach wzrostu zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa SLP nad tym akwenem spada i tworzy się, niezależny od Niżu Islandzkiego, klimatyczny układ niskiego ciśnienia, nazywany Bruzdą Barentso-Karską. Niż ten rozciąga się od wschodnich wybrzeży Grenlandii po Nową Ziemię, często powiększając swój zasięg na wschód – do rejonu Morza Karskiego. Centrum tego układu lokuje się w rejonie Wyspy Niedźwiedziej ($\sim 75^{\circ}N$, $15^{\circ}E$).

Analiza rocznego pola ciśnienia w Bruździe Barentso-Karskiej metodą PCA wykazała istnienie tylko jednej składowej głównej, która objaśnia 90,3% jego wariancji. Pierwszy wektor własny pola rocznego SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (dalej 1Ev) stanowi szereg standaryzowanych anomalii rocznego SLP nad Morzem Barentsa. 1Ev jest niemal idealnie ($r = 0,98$; 1951–2020) skorelowany z rocznym przebiegiem SLP w centrum tego układu (Marsz, Styszyńska 2023b). Dalej roczne SLP w centrum Bruzdy Barentso-Karskiej oznaczane będzie, jako P7515. Przebieg wartości P7515 przedstawia ryc. 1). Oba przebiegi są tożsame pod względem zmienności, różnią się od siebie jedynie

³ Jednym z czynników kształtujących opóźnienie reakcji atmosfery na zmiany zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa jest istnienie na tym akwenie pokrywy lodów morskich. Dla funkcjonowania dużych sumarycznych strumieni ciepła z powierzchni tego morza „potrzebna” jest odpowiednio duża powierzchnia wód wolnych od lodu. Zasoby ciepła w wodach Morza Barentsa początkowo zużywane są w znacznej części na topnienie pokrywy lodowej, a dopiero następnie, wraz ze wzrostem powierzchni wód wolnych od lodu – na coraz bardziej intensywne ogrzewanie atmosfery.

mianowaniem⁴. Na ryc. 1 zwraca uwagę występująca w przebiegu P7515 nieciągłość przypadająca na lata 1987–1989 (oznaczona jako rok 1988), po której nastąpił względnie trwały spadek wartości rocznych SLP. Moment wystąpienia tej nieciągłości jest zgodny w czasie z momentem przejścia NA THC z fazy ujemnej do fazy dodatniej – porównaj z ryc. 3 w pierwszej części pracy (Marsz, Styszyńska 2024).



Ryc. 1. Przebieg rocznych wartości ciśnienia atmosferycznego nad obszarem Bruzdy Barentso-Karskiej [P7515]. Czerwona gruba linia – przebieg wyrównany 5-punktową średnią kroczącą.

Pionowa linia przerywana – oznaczony rok 1988

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 1. Course of the annual value of atmospheric pressure over the Barents-Kara Trough area [P7515].

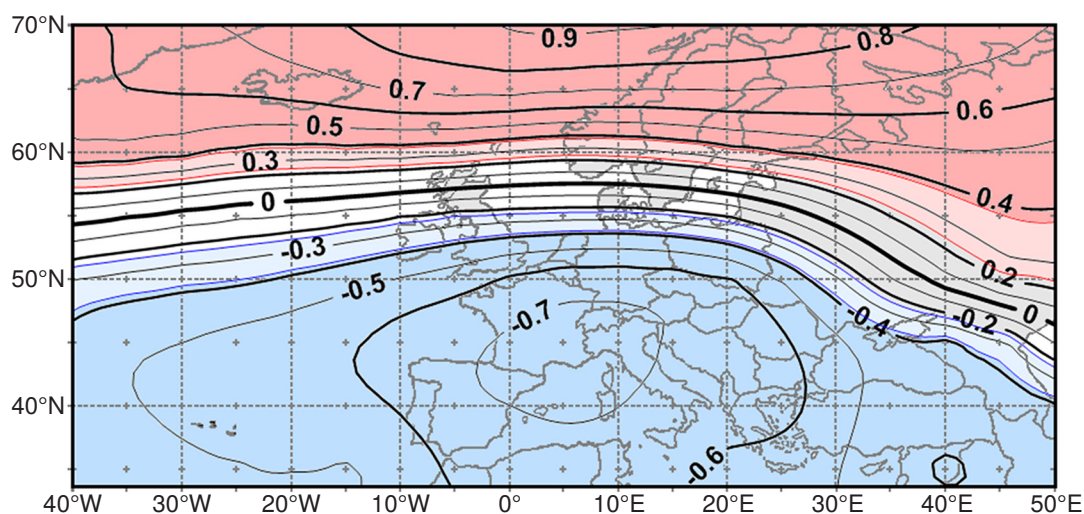
Red thick line – 5th-point moving average. Vertical intermittent line – marked 1988

Source: authors' elaboration.

Analiza związków między 1Ev i rocznymi wartościami SLP nad wschodnim Atlantykiem i Europą, w granicach od 35 do 70°N i od 40°W do 50°E, przeprowadzona w rozdzielczości przestrzennej $5 \times 5^\circ$ wykazała, że praktycznie na całym rozpatrywanym obszarze pole rocznych wartości SLP silnie reaguje na zmiany P7515 (i tak samo silnie na zmienność 1Ev), tworząc obraz dwustanowej „huśtawki” (ryc. 2).

W sytuacji, gdy istnieje Bruzda Barentso-Karska, czyli ciśnienie nad Morzem Barentsa spada, silnie spada SLP nad Europą Północną (na N od 55°N), a nad Europą Południową (na S od 55°N) i Morzem Śródziemnym SLP rośnie. W takich latach (okresach) nad obszarem południowej Europy rozwija się, sięgający daleko na wschód i przesunięty ku północy, klin subtropikalnego antycyklonu N Atlantyku („Wyżu Azorskiego”) lub tworzy się izolowany od tego klina wyż z centrum nad Morzem Śródziemnym lub Europą Zachodnią i/lub Środkową.

⁴ Zmienność SLP mianowana jest w hPa, w przebiegu 1Ev ta sama zmienność wyrażona jest w standaryzowanych odchyleniach od średniej (standaryzowanych anomaliiach).



Ryc. 2. Mapa izokorelat między pierwszym wektorem własnym (1Ev) pola SLP nad Morzem Barentsa a rocznym SLP nad wschodnią częścią NE Atlantyku i Europą (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 ($p > 0,05$). Za: Marsz i Styszyńska 2023b
Źródło: opracowanie własne.

Fig. 2. Map of isocorrelates between the 1st eigenvector (1Ev) of the annual SLP field in the Barents Sea and annual SLP field over NE Atlantic and Europa (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 ($p > 0.05$).

After Marsz and Styszyńska 2023b

Source: authors' elaboration.

W latach (okresach), w których SLP nad Morzem Barentsa rośnie, Bruzda Barentso-Karska zanika, nad obszarem Europy Północnej ciśnienie rośnie (dodatnie współczynniki korelacji), a nad obszarem Europy Południowej i Morzem Śródziemnym ciśnienie spada (ujemne współczynniki korelacji).

Patrząc z synoptycznego, ale i klimatologicznego, punktu widzenia na przyczyny zmian ciśnienia atmosferycznego w dłuższym okresie, można stwierdzić, że średnie SLP nad jakimś obszarem w danym czasie jest funkcją liczby przechodzących nad tym obszarem układów niskiego ciśnienia oraz wartości ciśnienia w tych układach barycznych. Im więcej układów niskiego ciśnienia będzie w danym czasie przemieszczało się nad tym obszarem i im ciśnienie będzie w nich niższe, tym niższe będzie średnie SLP nad tym obszarem. Zachowanie się przedstawionej na ryc. 2 „huśtawki” SLP można zatem dość jednoznacznie interpretować – stanowi ona rezultat przemieszczania się trajektorii układów niskiego ciśnienia. W latach, w których SLP nad Morzem Barentsa jest wysokie, trajektorie układów niżowych układają się nad Europą Południową i Morzem Śródziemnym (40–55°N). W takich latach (okresach) nad południową Europą wzrasta ponad przeciętną frekwencja układów niskiego ciśnienia z pogodami frontalnymi. W latach, w których SLP nad Morzem Barentsa spada i tworzy się Bruzda Barentso-Karska, tory układów niżowych przemieszczają się na północ – do strefy szerokości 55–70°N, a nad Europą Południową i Morzem Śródziemnym rośnie SLP – i w konsekwencji – ponad przeciętną frekwencja „pogód antycyklonalnych”, czyli bezfrontalnych pogód wewnątrzmasowych.

Taki stan wskazuje, że i w tym przypadku wraz ze zmianą SLP nad Morzem Barentsa dochodzi do podobnego procesu, jaki zachodzi w wyniku działania zmian wskaźnika DG_{3L} – zmienia się nad Europą struktura pogód. Zmiana ta zachodzi pod wpływem zmian SLP nad Morzem Barentsa musi prowadzić do zmiany elementów klimatycznych.

ZMIANY CIŚNIENIA NAD MORZEM BARENTSA A ZMIANY ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH NAD POLSKĄ I EUROPEJ

Korelacje między rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi nad Polską i 1Ev przeprowadzone w dwu przekrojach czasowych (1966–2020 i 1951–2020) dają wyniki zestawione w tabeli 1. Wszystkie elementy klimatyczne wykazują niezbyt silne, ale na ogół wysoce istotne powiązania ze zmiennością SLP nad Morzem Barentsa. Podobieństwo wartości współczynników korelacji w obu okresach analizy wskazuje, że związki te są stabilne.

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między rocznym ciśnieniem atmosferycznym nad Morzem Barentsa i średnimi rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi nad Polską: TPL – temperatura powietrza, OPL – sumy opadów, UPL – usłonecznienie, FPL – wilgotność względna, NPL – zachmurzenie ogólne, PPL – ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza, VPL – prędkość wiatru. * – średnie roczne usłonecznienie obliczone z 4 stacji. Wartości r istotnych statystycznie ($p < 0,05$) pogrubiono. Wartość $p = 0,000$ oznacza, że $p < 0,001$. Okresy korelacji 1966–2020 i 1951–2020

Table 1. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the annual atmospheric pressure over the Barents Sea and the area-averaged annual climatic elements over Poland: TPL – air temperature, OPL – total precipitation, UPL – sunshine duration, FPL – relative humidity, NPL – cloud cover, PPL – sea level pressure, VPL – wind speed. * – average sunshine duration calculated from 4 stations. Statistically significant r value ($p < 0.05$) in bold. Value expressed as $p = 0.000$ means that $p < 0.001$. Correlation periods 1966–2020 and 1951–2020

Okres Period		Elementy klimatyczne / Climatic elements					
		TPL	OPL	UPL	FPL	NPL	VPL
1966–2020	r	–0,61	0,42	–0,49	0,50	0,54	–0,38
	p	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,005
1951–2020	r	–0,58	0,34	–0,51*	–0,50	0,41	–0,43
	p	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' elaboration.

Rozkład znaków współczynników korelacji wyraźnie wskazuje na synoptyczny charakter związków. Odtwarzają one ogólny schemat pogód antycyklonalnych i cyklonalnych omówiony w pierwszej części pracy (Marsz, Styszyńska 2024). W latach wysokiego ciśnienia nad Morzem Barentsa temperatura powietrza, usłonecznienie, ciśnienie i prędkość wiatru nad Polską obniżają się, a rośnie zachmurzenie, sumy opadów i wilgotność względna. W latach niskiego SLP nad Morzem Barentsa, czyli w okresach, w których tworzy się Bruzda Barentso-Karska, charakter zależności się odwraca – rośnie ciśnienie, temperatura powietrza, usłonecznienie, a zmniejszają się zachmurzenie, roczne sumy opadów i wilgotność względna. Są to zatem odwrócone w fazie, takiego samego rodzaju związki, jak związki między $h500$ i elementami klimatycznymi nad Polską (patrz Marsz, Styszyńska 2024, tab. 4). Mimo dość dużych różnic w wartościach współczynników korelacji między okresami, w niektórych

przypadkach przekraczających 0,1, znaki związków nie zmieniają się. Pozwala to uważać, że opisane zależności są stabilne.

Obszar Polski leży na północnych peryferiach rejonu o najsilniejszych korelacjach ujemnych między P7515 i SLP nad Europą (ryc. 2). Kontrola związków między 5 elementami: temperaturą, wilgotnością względną, zachmurzeniem ogólnym, rocznymi sumami opadów i usłonecznieniem a 1Ev na kilkunastu stacjach europejskich⁵, której wyniki w części przedstawia tab. 2, wykazuje, że ogólny charakter tych związków jest taki sam, jak nad Polską.

Tabela 2. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między pierwszym wektorem własnym pola rocznego SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev) i przebiegiem rocznych elementów klimatycznych na wybranych stacjach europejskich. T – temperatura powietrza, f – wilgotność względna, N – zachmurzenie ogólne, R – suma opadów, U – usłonecznienie. Okres korelacji 1951–2020. Oznaczenia istotności związków jak w tabeli 1

Table 2. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the annual climatic elements in selected European stations. T – air temperature, f – relative humidity, N – cloud cover, R – total precipitation, U – sunshine duration. Correlation periods 1951–2020. Markings significance of correlations as in Table 1

Stacja <i>Station</i>	Współrzędne geograficzne <i>Geographical coordinates</i>	Wysokość [m n.p.m.] <i>Altitude [m a.s.l.]</i>		Elementy klimatyczne / <i>Climatic elements</i>				
				T	f	N	R	U
De Bilt	52,1°N, 06,2°E	2	r p	-0,55 0,000	0,35 0,003	0,27 0,024	0,20 0,104	-0,43 0,000
Zurych	47,4°N, 09,6°E	555	r p	-0,49 0,000	-0,10 0,434	0,47 0,000	0,24 0,046	-0,24 0,043
Poczdami	52,4°N, 13,1°E	81	r p	-0,59 0,000	0,38 0,001	0,51 0,000	0,19 0,103	-0,51 0,000
Zagrzeb	45,8°N, 16,0°E	157	r p	-0,38 0,001	0,32 0,006	0,34 0,004	0,39 0,001	-0,36 0,003
Wiedeń	48,3°N, 16,4°E	198	r p	-0,49 0,000	0,38 0,001	0,48 0,000	0,18 0,128	-0,50 0,000
Koszycy	38,7°N, 21,2°E	230	r p	-0,43 0,000	0,41 0,000	0,43 0,000	0,36 0,002	-0,32 0,007

Źródło: opracowanie własne.
Source: authors' elaboration.

Spośród analizowanych elementów klimatycznych (tab. 2) najsłabsze związki z 1Ev wykazują roczne sumy opadów, znaki korelacji nieistotnych są jednak zawsze takie same jak korelacji istotnych (dodatnie). Pewne niewielkie różnice w rozkładach znaków współczynników korelacji (np. Zurych; ujemny znak korelacji z f) mogą wynikać z cech położenia danej stacji.

Zmienność ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa wykazuje najsilniejsze związki z temperaturą powietrza i usłonecznieniem nad Europą. Z tymi samymi elementami klimatycznymi najsilniejsze związki wykazuje również wskaźnik DG_{3L}.

⁵ Możliwość wyboru stacji do analizy była ograniczona, wybierano stacje, dla których można było uzyskać kompletne dane charakteryzujące nie tylko temperaturę powietrza i sumy opadów, ale i usłonecznienie, zachmurzenie ogólne i wilgotność względną.

WSPÓLNE ODDZIAŁYWANIE ZMIAN NA THC I CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO NAD MORZEM BARENTSA NA POLE GEOPOTENCJAŁU I SLP NAD EUROPA

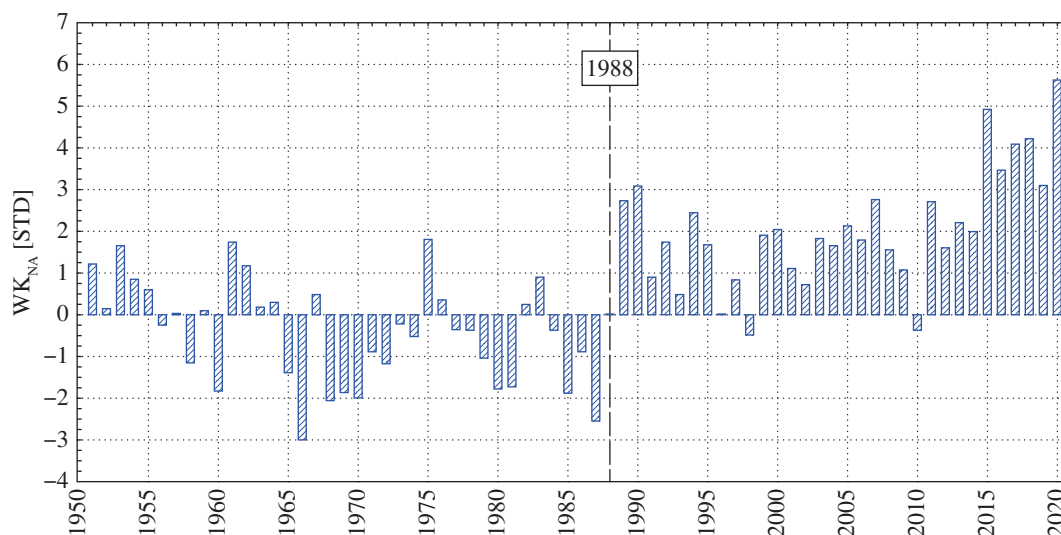
Zmiany wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego intensywność NA THC oraz ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa w tym samym czasie (synchronicznie) zachodzą niezależnie od siebie. Dzieje się tak, mimo tego, że długookresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa są generalnie sterowane przez zmiany NA THC. Powoduje to, że kształtowanie się zmienności pola h_{500} i pola SLP nad Europą stanowi rezultat jednoczesnych zmian obu tych zmiennych (DG_{3L} i $1Ev$).

Wskaźnik DG_{3L} stanowi standaryzowaną anomalię intensywności transportu ciepła przez NA THC i wyrażony jest w odchyleniach standardowych. Pierwszy wektor własny pola SLP nad Morzem Barentsa ($1Ev$) jest standaryzowaną anomalią rocznego pola SLP i jest wyrażony w takich samych, jak wskaźnik DG_{3L} jednostkach. Pozwala to na proste utworzenie wskaźnika, który w postaci jednej wartości będzie charakteryzował zmienność obu głównych cech stanu termicznego wód Atlantyku Północnego, wywierających wpływ na przebieg cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym. Wskaźnik ten oznaczony jako WK_{NA} (wskaźnik klimatyczny N Atlantyku) stanowi różnicę⁶ wartości DG_{3L} i $1Ev$.

$$WK_{NA} = DG_{3L} - 1Ev \quad [1]$$

gdzie: DG_{3L} – wskaźnik DG_{3L} obliczany ze zbioru ERSST v5, zgodnie z procedurą opisaną w pracy A.A. Marsza (2015), $1Ev$ – wartość pierwszego wektora własnego pola rocznego SLP nad Morzem Barentsa dla danego roku, albo inaczej – standaryzowana anomalia rocznej wartości SLP z punktu $75^\circ N$, $15^\circ E$ (dla okresu 1951–2020 średnie SLP = 1007,64 hPa, $\sigma = 1,94$). Szereg czasowy wartości wskaźnika WK_{NA} zawiera załącznik 1.

Przebieg wartości wskaźnika WK_{NA} przedstawia ryc. 3. W latach 1951–2020 jego wartość jest istotnie skorelowana z roczną frekwencją makrotypów W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa



Ryc. 3. Przebieg wartości wskaźnika WK_{NA} w latach 1951–2020. Pionowa linia przerywana – oznaczony rok 1988. Zauważalna generalna zmiana znaku wskaźnika WK_{NA} między rokiem 1987 a 1989

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 3. Course of the WK_{NA} index values in the years 1951–2020. Vertical intermittent line – marked 1988.

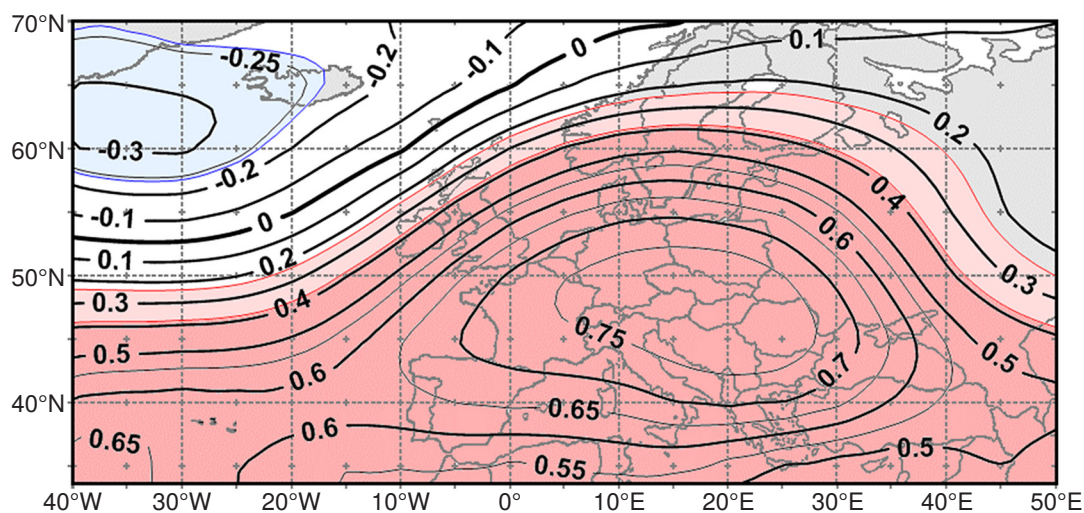
A noticeable general change in the sign of the WK_{NA} indicator between 1987 and 1989

Source: authors' elaboration.

⁶ Dla zachowania zgodności w fazie skutków działania obu zmiennych.

($r = 0,57$; $p < 0,001$) i E ($r = -0,51$; $p < 0,001$) i nie wykazuje związków z frekwencją makrotypu C ($r = 0,02$, $p = 0,898$). Tym samym pozwala to sformułować wniosek, że zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego regulują generalne cechy cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym. Nad Europą przejawia się to w występowaniu lat (okresów) z przewagą cyrkulacji strefowej (dodatnia wartość WK_{NA}) i lat (okresów) z przewagą cyrkulacji południkowej (ujemna wartość WK_{NA}).

Współzmienność NA THC i ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa nieco zmienia reakcję wysokości geopotencjału w stosunku do tego rozkładu, jaki generuje sama zmienność wskaźnika DG_{3L} (patrz Marsz, Styszyńska 2024, ryc. 5B). Obszar maksymalnej siły związków ($r > 0,7$) między wskaźnikiem WK_{NA} a $h500$ ulega niewielkiemu wzmocnieniu i przesuwu się znad Morza Czarnego na zachód, obejmując rozległy obszar zachodniej i środkowej Europy między $\sim 5^\circ W$ a $\sim 32^\circ E$, sięgający od południowych wybrzeży Bałtyku do północnych wybrzeży Morza Śródziemnego (ryc. 4). Zmniejsza się także wzrost wysokości geopotencjału nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i północną częścią Półwyspu Skandynawskiego.



Ryc. 4. Mapa izokorelat między wskaźnikiem WK_{NA} a wysokością geopotencjału nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa ($h500$). Oznaczenia jak na ryc. 2

Źródło: opracowanie własne.

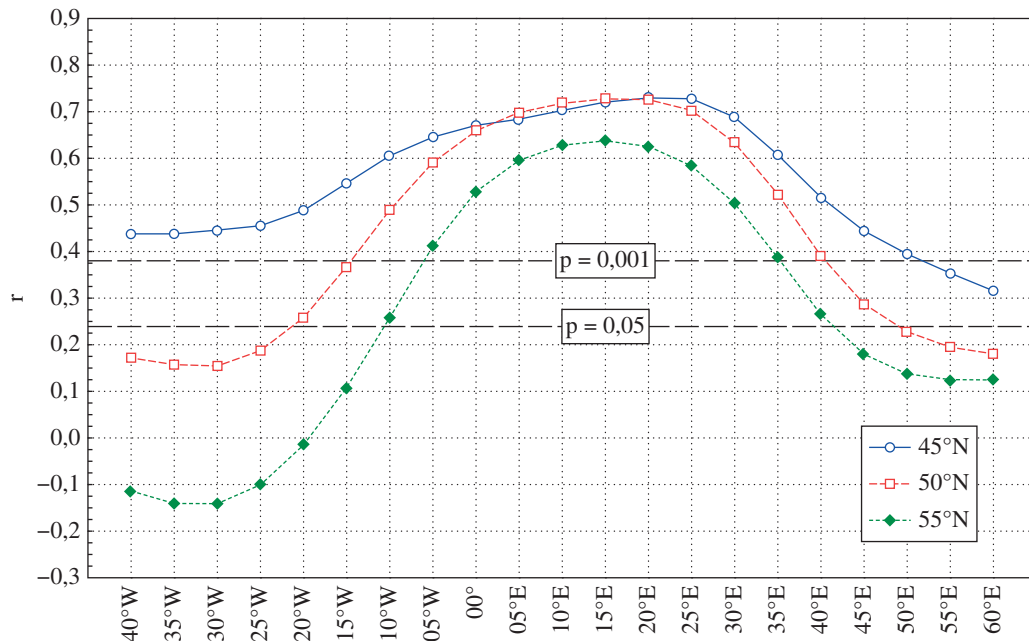
Fig. 4. Map of isocorrelates between the WK_{NA} index and $h500$ and the geopotential height over the eastern part of the North Atlantic and Europe on the 500 hPa isobaric surface ($h500$). Correlation period 1951–2020.

Markings as in Fig. 2

Source: authors' elaboration.

Na szerokościach od 45 do $55^\circ N$ korelacje wskaźnika WK_{NA} z $h500$ odtwarzają układ fali długiej o osi górnego klina lokującego się na $15\text{--}20^\circ E$ (ryc. 5). Fala ta, na $50^\circ N$ ma liczbę falową 4, a oś jej górnego klina jest przesunięta o $15\text{--}20^\circ$ na wschód w stosunku do typowego, średniego rocznego ułożenia fali długiej, odpowiadającej schematycznemu położeniu makrotypu W. Taki układ fali długiej czyni, że w latach (okresach), w których wartość WK_{NA} jest dodatnia, czyli dochodzi do zbieżności w czasie wystąpienia dodatniej wartości wskaźnika DG_{3L} i niskiego ciśnienia nad Morzem Barentsa, nad Europą w szerokościach na północ od $55^\circ N$, rozwija się bardzo silna cyrkulacja strefowa, tym silniejsza, im większą wartość osiągnie wskaźnik WK_{NA} .

Taki wniosek w pełni potwierdza analiza bezpośrednich związków między wskaźnikiem WK_{NA} i polem ciśnienia nad Europą (ryc. 6). Wraz ze wzrostem tego wskaźnika, SLP nad N Atlantykiem

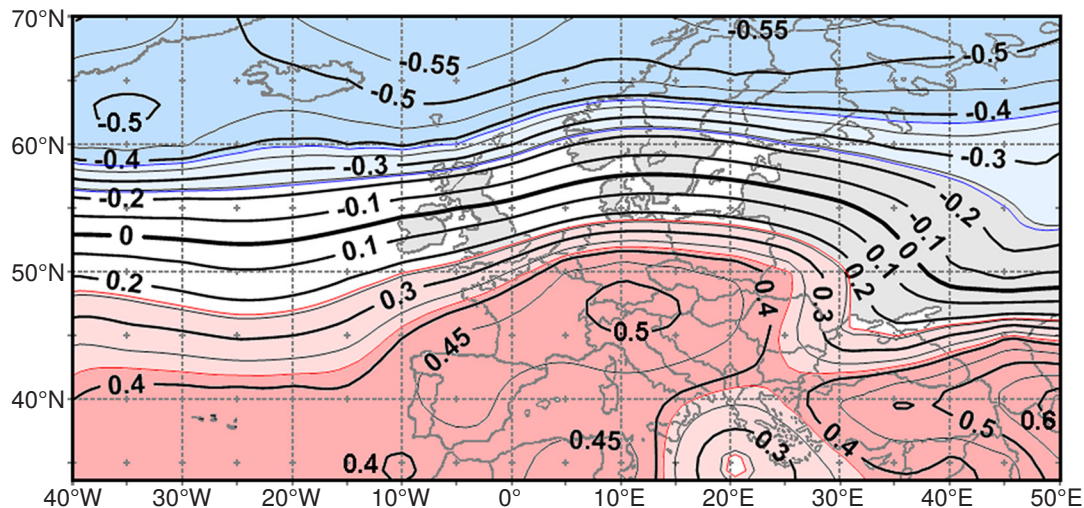


Ryc. 5. Rozkład współczynników korelacji (r) między wskaźnikiem WK_{NA} a $h500$ na równoleżnikach 45, 50 i 55°N między 40°W i 60°E. Oznaczone poziomy istotności statystycznej $p = 0,001$ (korelacje wysoce istotne) i $p = 0,05$ (korelacje istotne). Okres korelacji 1951–2020

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 5. Distribution of correlation coefficients (r) between the WK_{NA} index and the $h500$ at the 45, 50 and 55°N profiles from 40°W to 60°E. The indicated levels of statistical significance were $p = 0.001$ (highly significant correlations) and $p = 0.05$ (significant correlations). Correlation period 1951–2020

Source: authors' elaboration.



Ryc. 6. Mapa izokorelat między wskaźnikiem WK_{NA} a rocznym SLP nad wschodnią częścią N Atlantyku i Europą. Okres korelacji 1951–2020. Oznaczenia jak na ryc. 2

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 6. Map of isocorrelates between the WK_{NA} index and annual SLP field over NE Atlantic and Europa. Correlation period 1951–2020. Markings as in Fig. 2

Source: authors' elaboration.

i nad Europą na N od 60°N spada, rośnie natomiast SLP między 40 a 50°N. Maksymalny wzrost ciśnienia atmosferycznego nad Europą, objęty izokorelatą 0,45 rozciąga się od Półwyspu Iberyjskiego po zachodnie części Rumunii i Bułgarii, na północy sięgając południowych krańców Polski. Centrum tego układu ($r > 0,5$) lokuje się nad Szwajcarią, południową Bawarią, zachodnią Austrią i północną Italią (ryc. 6).

Przy takim rozkładzie przestrzennym korelacji między WK_{NA} i SLP (ryc. 6), nad Europą strefa silnego gradientu barycznego wymuszającego wiatr o przeważających kierunkach od SW do W rozciąga się od północnych części Półwyspu Iberyjskiego i Wysp Brytyjskich na zachodzie do wschodnich krańców Europy, sięgając na wschód od południka Greenwich do szerokości 65–70°N. Wywiera to bardzo silny wpływ na kształtowanie się struktury pogód i przebiegu elementów klimatycznych nad Europą, zwłaszcza na przebieg temperatury powietrza.

Korelacje wskaźnika WK_{NA} , charakteryzującego zasoby ciepła w Atlantyku Północnym i w niejawnej postaci cechy ich rozkładu przestrzennego, z rocznymi wskaźnikami wzorców telekonekcyjnych (TP) NWS CPC występujących w atlantyckoeurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym wykazują, że wskaźnik ten istotnie koreluje ze wszystkimi wyróżnionymi przez NWS CPC wzorcami telekonekcyjnymi (tab. 3), działającymi w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym. Oznacza to, że zmienność wskaźnika WK_{NA} , wykazuje „uniwersalizm cyrkulacyjny”, czyli uwzględnia wszystkie postaci cyrkulacji środkowotroposferycznej, jakie prowadzą do wystąpienia telekoneksji w tym sektorze cyrkulacyjnym. Zróznicowanie wartości współczynników korelacji między WK_{NA} i TP dość dobrze odtwarza roczne frekwencje poszczególnych TP⁷.

Tabela 3. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem WK_{NA} i wzorcami telekonekcyjnymi (TP) NWS CPC występującymi w atlantyckoeurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym: NAO – North Atlantic Oscillation, EA – East Atlantic, EA/WR – East Atlantic – West Russia, SCAND – Scandinavian. Okres korelacji 1951–2020. Oznaczenia istotności związków jak w tabeli 1

Table 3. Correlation coefficients (r) and level of their statistical significance (p) between the WK_{NA} index and NWS CPC teleconnection patterns (TP) occurring in the AtlanticEurasian circulation sector: NAO – North Atlantic Oscillation, EA – East Atlantic, EA/WR – East Atlantic – West Russia, SCAND – Scandinavian. Correlation period 1951–2020. Markings significance of correlations as in Table 1

Charakterystyka <i>Characteristic</i>	Wzorzec telekonekcyjny (TP) / <i>Teleconnection patterns (TP)</i>			
	NAO	EA	EA/WR	SCAND
r	0,38	0,47	–0,28	–0,38
p	0,001	0,000	0,021	0,001

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' elaboration.

Taki stan wskazuje, że wszystkie TP występujące w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, powiązane z odpowiednimi ułożeniami fal długich, uwarunkowane są przez zmiany zasobów ciepła w wodach N Atlantyku. Wzrost intensywności NA THC ponad przeciętną skutkuje wzrostem rocznej frekwencji wzorców telekonekcyjnych NAO i EA i jednoczesnym spadkiem frekwencji

⁷ Wskaźniki wzorców telekonekcyjnych (TP) NWS CPC wyznacza się drogą analizy (PCA) pola h500 i stanowią one, dość specyficznie traktowane, kolejne wektory własne pola h500 nad półkulą północną. Występowanie poszczególnych TP nie jest ciągle w funkcji czasu. Zdarza się, że w dłuższych lub krótszych okresach nie obserwuje się żadnego z określonych wzorców telekonekcyjnych (Nigam 2003; Nigam, Baxter 2015; Feldstein, Frantze 2017). Powoduje to znaczne zróznicowanie frekwencji rocznej poszczególnych TP, co znajduje następnie odbicie w wartościach poszczególnych wskaźników TP, a w konsekwencji – w wartościach współczynników korelacji TP z innymi zmiennymi.

EA/WR i SCAND, spadek intensywności NA THC daje odwrotne skutki. Zmienia to w zasadniczy sposób warunki pogodowe nad obszarem wschodniej części N Atlantyku i Europy.

**ZWIĄZKI MIĘDZY ZMIENNOŚCIĄ WSKAŹNIKA WK_{NA}
A ZMIENNOŚCIĄ ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH
NA WYBRANYCH STACJACH EUROPEJSKICH I W POLSCE,
WPŁYW ZMIAN WSKAŹNIKA WK_{NA} NA OBSERWOWANE OCIEPLENIE EUROPY**

Zmienność wskaźnika klimatycznego Atlantyku Północnego (WK_{NA}) wykazuje podobnie silne związki z elementami klimatycznymi na wybranych stacjach europejskich i średnimi obszarowymi z Polski, jak wskaźnik DG_{3L} (tab. 4). Wzmocnieniu, ale tylko na niektórych obszarach, uległy związki z zachmurzeniem ogólnym, na całym obszarze Europy wzrosła siła związków z temperaturą powietrza. Najslabsze związki wskaźnik ten wykazuje z rocznymi sumami opadów – niemal na całym obszarze Europy, wzrost WK_{NA} pociąga za sobą słaby, na ogół nieistotny ich spadek.

Tabela 4. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem WK_{NA} a przebiegiem rocznych elementów klimatycznych na wybranych stacjach europejskich i średnimi rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi na obszarze Polski (PL obsz.). Okres korelacji 1951–2020. Oznaczenia jak w tab. 2
Table 4. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the WK_{NA} index and the annual climatic elements in selected European stations and the area-averaged annual climatic elements in Poland (PL area). Correlation periods 1951–2020. Designations as in Table 2

Stacja Station		Elementy klimatyczne / Climatic elements				
		T	f	N	R	U
De Bilt	r	0,73	-0,42	-0,10	-0,09	0,69
	p	0,000	0,000	0,406	0,470	0,000
Zurych	r	0,80	-0,21	-0,60	-0,29	0,58
	p	0,000	0,085	0,000	0,013	0,000
Poczdami	r	0,77	-0,44	-0,26	-0,21	0,61
	p	0,000	0,000	0,031	0,078	0,000
Zagrzeb	r	0,70	-0,47	-0,42	-0,13	0,41
	p	0,000	0,000	0,000	0,267	0,000
Wiedeń	r	0,75	-0,34	-0,53	-0,02	0,63
	p	0,000	0,004	0,000	0,888	0,000
Koszyce	r	0,70	-0,50	-0,56	-0,30	0,52
	p	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000
PL obsz. PL area	r	0,77	-0,67	-0,21	-0,23	0,78
	p	0,000	0,000	0,079	0,057	0,000

Źródło: opracowanie własne.
Source: authors' elaboration.

Istniejące związki między WK_{NA} i elementami klimatycznymi pozwalają na uogólnienie wpływu zmian wskaźnika klimatycznego Atlantyku Północnego (WK_{NA}) na warunki pogodowe panujące nad Europą. Przy dodatnich wartościach tego wskaźnika, na obszarze Europy rok będzie ciepły, tym cieplejszy im wyższa będzie wartość WK_{NA}, słoneczny, o wyraźnie zmniejszonej wilgotności powietrza

i zmniejszonym zachmurzeniu, na ogół z niedoborami opadów i silnym wzmożeniem parowania terenowego. Lata o ujemnej wartości wskaźnika będą chłodne, pochmurne i wilgotne, z reguły o zwiększonej sumie opadów. Opisane cechy przebiegu temperatury, zachmurzenia, etc., w latach o dodatniej i o ujemnej wartości wskaźnika zaznaczają się zarówno w półroczu chłodnym, jak i półroczu ciepłym.

Wskaźnik WK_{NA} wykazuje najsilniejsze związki i konsekwentne na całym obszarze Europy z roczną temperaturą powietrza. Cechą charakterystyczną przebiegu temperatury powietrza w Europie jest występujący w nim silny trend dodatni; w latach 1951–2020 wartość trendu może być oceniona, jako $+0,029(\pm 0,003)^{\circ}\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$ ($p \ll 0,001$), co pozwala określić ocieplenie, jakie zaszło nad tym kontynentem w ciągu rozpatrywanych 70 lat, jako $2,03(\pm 0,21)^{\circ}\text{C}$.

Powszechnie przyjmowaną przyczyną tego ocieplenia jest działanie antropogenicznego globalnego ocieplenia (AGW – *Anthropogenic Global Warming*), spowodowanego przez wzrost koncentracji gazów cieplarnianych, głównie CO_2 , w atmosferze (np. IPCC 2007, 2013). Wzrost koncentracji CO_2 pochodzącego ze spalania paliw kopalnych pociąga za sobą wzrost promieniowania zwrotnego atmosfery proporcjonalny do logarytmu koncentracji CO_2 w atmosferze (IPCC 2001; R.6.1, tab. 6.2), którego wartość określa się mianem wymuszenia radiacyjnego (ΔF), a jego wymiarem są $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Rosnące roczne wartości wymuszenia radiacyjnego są bardzo silnie i wysoce istotnie skorelowane ze średnią temperaturą globalną, poszczególnych stref szerokościowych, kontynentów, etc. Współczynnik korelacji ΔF ze średnią roczną obszarową temperaturą powietrza nad Europą (dalej T_E), obliczoną z 212 stacji (patrz Marsz, Styszyńska 2023a) jest w okresie 1951–2020 równy 0,75 ($p \ll 0,001$), co oznacza, że objaśnia on nieco ponad 56% wariancji rocznej temperatury Europy w tym okresie. Jest to bardzo wysokie objaśnienie wariancji T_E , sugerujące, że ΔF stanowi, lub może stanowić, główny czynnik wzrostu temperatury nad Europą.

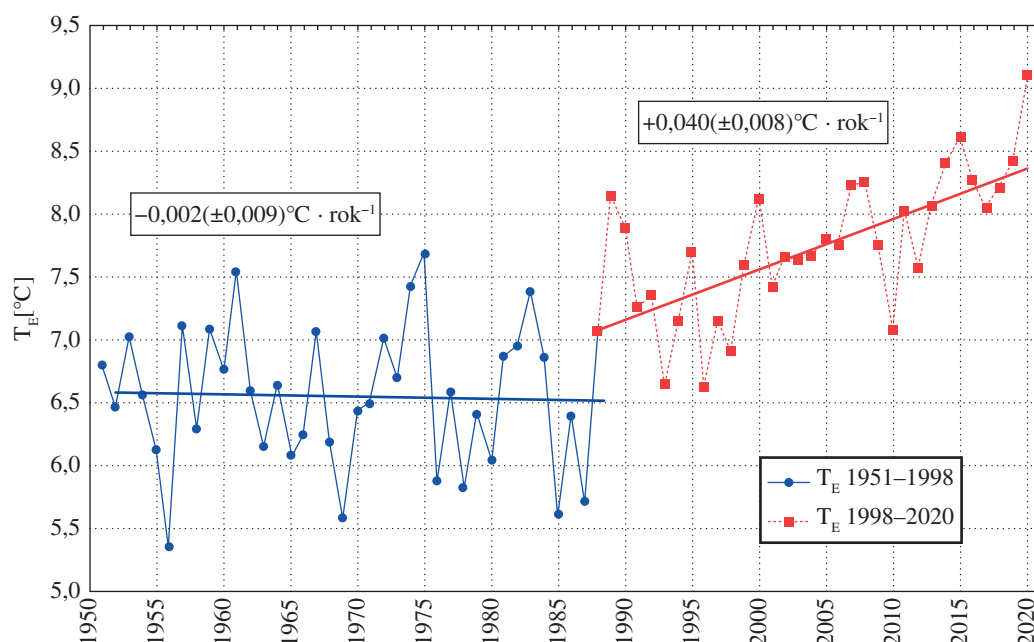
Przebieg średniej rocznej „obszarowej” temperatury powietrza w Europie, w latach 1951–2020 jest niestacjonarny – charakteryzuje się występowaniem w nim nieciągłości. W okresie 1951–1988, mimo znacznej zmienności międzyrocznej w szeregu nie występuje trend – jest on statystycznie nieistotny ($-0,002(\pm 0,009)^{\circ}\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$). W latach 1987–1989 doszło do zmiany reżimu przebiegu temperatury w stosunku do okresu poprzedzającego – temperatura powietrza skokowo wzrosła o około 1° i pojawił się w niej trend dodatni. Jego wartość w latach 1988–2020 jest równa $+0,040(\pm 0,008)^{\circ}\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$ ($p < 0,001$). Oznacza to, że całe obserwowane w latach 1951–2020 ocieplenie Europy nastąpiło dopiero po roku 1988 (ryc. 7), a opis zmian temperatury na tym kontynencie za pomocą jednolitej (1951–2020) wartości trendu nie odpowiada jej rzeczywistemu przebiegowi (Marsz, Styszyńska 2023a).

W tych samych latach, w których w przebiegu T_E nastąpiła zmiana reżimu (1987–1989), NA THC przeszła z fazy ujemnej do dodatniej (patrz Marsz, Styszyńska 2024, ryc. 3), a SST na powierzchni N Atlantyku zaczęła szybko wzrastać. Rysuje się problem – jaki jest wpływ zmian wskaźnika WK_{NA} , a tym samym zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego, na ocieplenie Europy w okresie (1951–2020)?

Współczynnik korelacji między WK_{NA} i T_E w latach 1951–2020 jest równy 0,88 ($p \ll 0,001$), czyli objaśnia $\sim 78\%$ wariancji średniej rocznej temperatury Europy. Jest to znacząco wyższe objaśnienie zmienności T_E niż przez wymuszenie radiacyjne (ΔF). Porównanie przebiegów T_E , estymowanych jako funkcje linowe $T_E = a + b \cdot \Delta F$ oraz $T_E = a + b \cdot WK_{NA}$ dało wyniki przedstawione na ryc. 8.

Estymacja średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_E), jako funkcji wymuszenia radiacyjnego nie ujawnia występującej w tym przebiegu zmienności międzyrocznej, ani też zerwania jego stacjonarności (nieciągłości). Estymowany przebieg stanowi monotonicznie rosnące wartości temperatury (ryc. 8), o fałszywym, dodatnim istotnym trendzie T_E w latach 1951–1988. Wyjaśnia to, że jedyną przyczyną bardzo silnego skorelowania T_E i ΔF są występujące w obu szeregach długookresowe trendy.

Estymacja T_E , jako funkcji WK_{NA} dobrze reprodukuje zmienność międzyroczną obserwowaną w przebiegu T_E , łącznie z nieciągłością, występującą w tym przebiegu w latach 1987–1989 (ryc. 8). Zmienność WK_{NA} pozwala również prawidłowo oszacować zróżnicowane trendy T_E występujące



Ryc. 7. Przebieg średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza w Europie (T_E) w latach 1951–2020. W ramach oznaczone trendy w podokresach: 1951–1988 (przed zmianą reżimu przebiegu temperatury) i 1988–2020 (po zmianie reżimu). Wartości w nawiasach za wartościami trendów określają standardowy błąd estymacji

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 7. Course of the area-average annual air temperature over Europe (T_E) in the years 1951–2020. The boxes marked trends in the sub-periods: 1951–1988 (before the change in the temperature regime) and 1988–2020 (after the change in the temperature regime). The values in brackets after the trend values indicate the standard error of their estimation

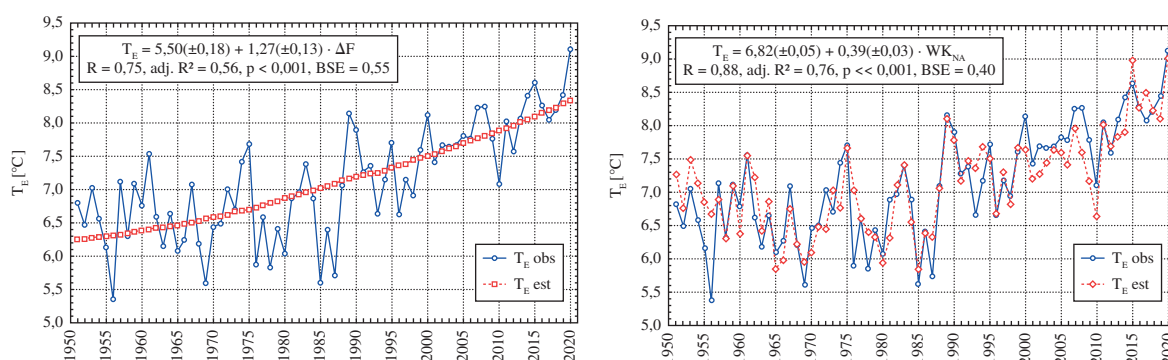
Source: authors' elaboration.

w obu okresach: 1951–1988 i 1988–2020. Wyjaśnia to, że zmiany temperatury powietrza nad Europą, które zachodziły, jako skutek zmian cyrkulacji atmosferycznej, były wymuszane (sterowane) przez zmienność stanu termicznego Atlantyku Północnego.

Równanie liniowe, w którym średnia obszarowa roczna temperatura powietrza nad Europą stanowi funkcję obu zmiennych, ΔF i WK_{NA} , przybiera postać:

$$T_E = 6,27(\pm 0,15) + 0,30(\pm 0,03) \cdot WK_{NA} + 0,49(\pm 0,12) \cdot \Delta F, \quad [2]$$

i objaśnia 80,4% zmienności T_E ($R = 0,90$, $F(2, 67) = 142,5$, $p < 0,001$, $BSE = 0,37$). Oszacowania wszystkich parametrów tego równania są wysoce istotne. Analiza wariancji wyjaśnia, że w równaniu [2] zmienność WK_{NA} objaśnia 75,6%, a zmienność ΔF 4,4% wariancji średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą w 70. leciu 1951–2020. Oznacza to, że wymuszenie radiacyjne, będące funkcją wzrostu koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze, odgrywa we wzroście temperatury powietrza nad Europą rolę statystycznie istotną, ale marginalną, a głównym czynnikiem, który doprowadził do zmiany reżimu przebiegu temperatury powietrza i pojawieniu się w nim, po 1988 roku, silnego i wysoce istotnego trendu dodatniego jest przejście w latach 1987–1989 NA THC z fazy ujemnej do fazy dodatniej i utrzymywania się praktycznie nieprzerwanie od 1989 roku, dodatniego znaku wskaźnika WK_{NA} (ryc. 4).



Ryc. 8. Przebieg średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_E) estymowany, jako funkcja wymuszenia radiacyjnego (ΔF ; panel lewy) oraz przebieg T_E estymowany, jako funkcja wskaźnika klimatycznego Atlantyku Północnego (WK_{NA} , panel prawy). Równania i ich charakterystyki statystyczne w ramkach. R – współczynnik korelacji wielokrotnej, $adj.R^2$ – współczynnik determinacji, poprawiony na liczbę stopni swobody, p – istotność statystyczna związku, BSE – błąd standardowy estymacji wartości T_E przez dane równanie

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 8. Course of the area-average annual air temperature over Europe (T_E) estimated as a function of radiative forcing (ΔF , left panel) and the course of T_E estimated as a function of the North Atlantic climate index (WK_{NA} , right panel). Equations and their statistical characteristics in boxes. R – multiple correlation coefficient, $adj.R^2$ – coefficient of determination, corrected for the number of degrees of freedom, p – statistical significance of the relationship, BSE – standard error of estimation of the T_E value by a given equation
Source: authors' elaboration.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Przedstawiony w tej pracy, może i nie najprostszy, łańcuch kolejnych zależności wyjaśnia, na jakiej drodze, i w wyniku działania, jakich procesów, zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego sterują zmiennością wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym i jakie są tego konsekwencje dla kształtowania się zmian i zmienności klimatu Europy i Polski.

Zmienność zasobów ciepła w poszczególnych akwenach, sterowana głównie przez zmienność północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC), kształtuje rozkład przestrzenny pola SST na Atlantyku Północnym, w tym południkowych gradientów SST, które poprzez działanie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, znajdują następnie przybliżoną reprodukcję w południkowych gradientach temperatury w środkowej troposferze. Te ostatnie gradienty decydują o zachowaniu się potoku strumienia w środkowej troposferze i jego ewolucji, tworzącego układy fal długich, z określonym, częstszym lub rzadszym, lokowaniem się górnych klinów i górnych zatok nad określonym obszarem (na określonej długości geograficznej). Innymi słowy – determinują w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym frekwencję wystąpienia określonych postaci makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, które można lepiej lub gorzej opisać za pomocą klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Pozwala to na stwierdzenie, że zmienność zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego i jego rozkładu przestrzennego, sterowana przez zmienność NA THC, stanowi przyczynę zmienności cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym.

Od ułożenia fali długiej nad danym obszarem w określonym momencie zależy wykształcenie dolnego pola barycznego, określające warunki pogody, czyli „aktualnego stanu atmosfery” nad tym obszarem. Warunki pogody determinują wartości elementów meteorologicznych w momencie wykony-

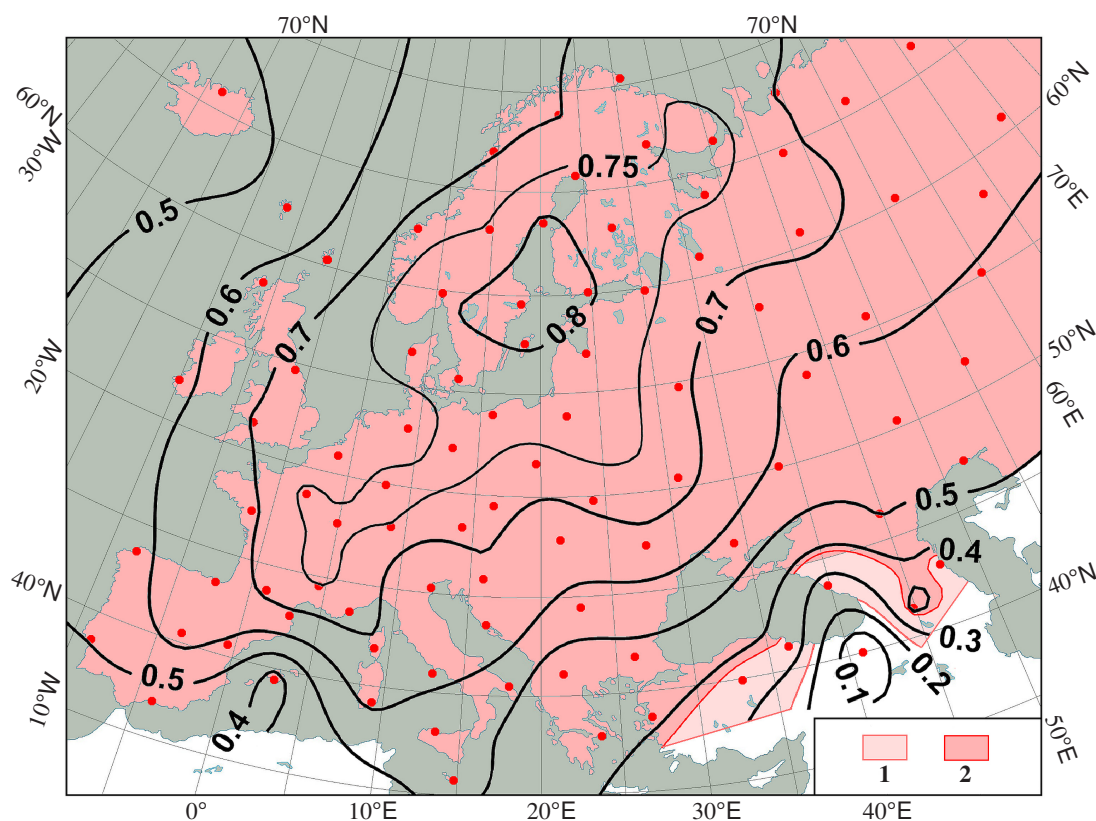
wania obserwacji. Uśrednienie obserwacji terminowych elementów meteorologicznych do wartości dobowych, miesięcznych, sezonowych i rocznych, dają kolejne generacje elementów meteorologicznych, a następnie klimatycznych, które charakteryzują klimat panujący nad tym obszarem i cechy jego zmienności. W ten sposób zmienność cyrkulacji atmosferycznej, determinująca zmienność struktury pogód, określa międzyroczną zmienność elementów klimatycznych, a radykalna zmiana charakteru cyrkulacji środkowotroposferycznej, i siłą rzeczy – cyrkulacji dolnej – stanowią przyczynę zmiany klimatu. Taka zmiana klimatu nastąpiła w latach 1987–1989, a jej pierwotną przyczyną była zmiana fazy NA THC z ujemnej na dodatnią, w której intensywność oceanicznego transportu ciepła z atlantyckich tropików na północ nie miała analogii w ciągu ostatnich 170 lat. Najbardziej wyraźnym przejawem tej zmiany klimatu nad Europą jest wzrost temperatury.

Zbadanie związków między wskaźnikiem WK_{NA} i wzorcami telekonekcyjnymi NWS CPC (tab. 3) wykazało, że w latach występowania dodatnich wartości tego wskaźnika, czyli zwiększenia oceanicznego transportu ciepła na północ, rośnie częstość postaci cyrkulacji środkowotroposferycznej tworzącej wzorce telekonekcyjne NAO i EA, a jednocześnie spada częstość wzorców EA/WR i SCAND. Wzorzec NAO TP, funkcjonujący głównie w miesiącach półrocza chłodnego, prowadzi do wzrostu temperatury powietrza w okresie zimowym (Hurrell i in. 2003; Linderholm i in. 2013). Wzorzec EA TP, który może być utożsamiany z „letnim NAO (SNAO: summer NAO; Hurrell, Folland 2002; Cassou i in. 2005; Folland i in. 2009; Sutton, Dong 2012; Linderholm i in. 2013) stanowi przyczynę wzrostu temperatury powietrza nad Europą w okresie letnim. Tym samym, w latach, w których wartość WK_{NA} jest dodatnia, musi nad Europą wystąpić wyraźny wzrost temperatury powietrza. W latach, w których WK_{NA} przybiera wartości ujemne, częstość tych wzorców telekonekcyjnych zmniejsza się, a rośnie częstość EA/WR i SCAND – nad Europą następuje spadek temperatury. Zależności te przenoszą się na dłuższe okresy, w których wskaźnik DG_{3L} i wskaźnik WK_{NA} przybierają w przewadze ujemne lub dodatnie znaki (ryc. 3 oraz Marsz, Styszyńska 2024, ryc. 3), stanowiąc tym samym przyczynę występowania multidekadowych zmian klimatu.

Zmienność wskaźnika WK_{NA} , który stanowi syntetyczną miarę klimatycznego oddziaływania stanu termicznego Atlantyku Północnego, jest bardzo silnie powiązana ze zmiennością temperatury powietrza nad Europą. Nad całą powierzchnią tego kontynentu korelacje tego wskaźnika z roczną temperaturą powietrza są wysoce istotne (ryc. 9), a wartość współczynnika korelacji, poza południowymi skrajkami Europy i Islandią, jest nie mniejsza niż 0,5.

Zależności między stanem termicznym oceanu w określonym czasie, cyrkulacją środkowotroposferyczną, cyrkulacją dolną, kształtowaniem się warunków pogodowych w tym samym czasie i wartościami uśrednionych dla tego samego odcinka czasu elementów klimatycznych są na tyle silne, że znajduje się bez problemu istotne statystycznie związki między początkiem tego łańcucha i jego końcem. Między wskaźnikiem WK_{NA} , który całościowo charakteryzuje stan termiczny Atlantyku Północnego, a końcem tego łańcucha, którym są elementy klimatyczne, znajduje się istotne statystycznie związki. Ten sam czynnik jest przyczyną wystąpienia bezpośrednich korelacji między SST na określonych akwenach i charakterem cyrkulacji atmosferycznej (np. Marsz 2001) i elementami klimatycznymi na obszarach oddalonych od Atlantyku (Sadowski 1990; Feudale, Shukla 2010; Ossó i in. 2020; Marsz, Styszyńska 2022).

W opisanych procesach, wyjaśniających zmiany cyrkulacji atmosferycznej i zmiany klimatu o dekadowej czy wiekowej skali czasu, nie ma miejsca na rozważanie od ponad stulecia „procesy klimatotwórcze” pochodzące spoza systemu ocean-atmosfera. Wszystko to się dzieje w wyniku działania dobrze znanych i rozumianych, codziennych procesów atmosferycznych o skali synoptycznej. Są to naturalne procesy działające wewnątrz systemu klimatycznego, a ich „siłą napędową” jest dopływ energii słonecznej do systemu. Jest tak, jak pisał to ponad pół wieku temu J. Bjerknes (1964) – w krótkich, sezonowych i okołorocznych skalach czasowych cyrkulacja atmosferyczna steruje zmianami stanu termicznego powierzchni oceanu, w długich, dekadowych i dłuższych skalach czasowych, stan termiczny oceanu steruje cyrkulacją atmosferyczną. Głównym czynnikiem sterującym funkcjonowa-



Ryc. 9. Mapa izokorelat między wskaźnikiem WK_{NA} i roczną temperaturą powietrza na stacjach europejskich (1951–2020). 1 – korelacje istotne statystycznie ($p=0,05$) dla $r=0,24$, 2 – wysoce istotne ($p<0,001$) dla $r=0,38$. Czerwone punkty – stacje uwzględnione w analizie

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 9. Map of isocorrelates between the WK_{NA} index and annual air temperature at European stations (1951–2020). 1 – statistically significant correlations ($p=0.05$) for $r=0.24$, 2 – highly significant ($p<0.001$) for $r=0.38$. Red points – stations used in the analysis

Source: authors' elaboration.

niem tego systemu jest zmienność południkowego oceanicznego transportu ciepła, czyli cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym.

Literatura

- Årthun M., Edelvik T., Drange H., Fuervik T., Johnson H.L., Keenlyside N.S., 2017, Skillful prediction of northern climate provided by the ocean, *Nature Communications*, 8, 15875, DOI: 10.1038/ncomms15875.
- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, 1–82, DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9.
- Cassou C., Terray R., Phillips A.S., 2005, Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves, *Journal of Climate*, 18 (15), 2805–2811, DOI: 10.1175/JCLI3506.1.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, *Atmosfernye processy severnogo polushariya (1891–2018 gg) ikh klassifikaciya i ispolzovanie*, “SUPER Izdatelstvo”, Sankt-Peterburg.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.-M., Morgan V.I., 1996, Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn, *Journal of Geophysical Research*, 101, 4115–4128.

- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.-M., Morgan V.I., 1998, *Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores*, [in:] *Trends: A Compendium of Data on Global Change, Carbon Dioxide Information Analysis Center*, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., 2013, The Arctic-Atlantic Thermohaline Circulation, *Journal of Climate*, 26(21), 8698–8705, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00305.1.
- Feldstein S.B., Frantze C.L.E., 2017, *Atmospheric Teleconnection Patterns*, [in:] C. Frantze, T. O’Kane (Eds.), *Nonlinear and Stochastic Climate Dynamics*, Cambridge University Press, 54–104.
- Feudale L., Shukla J., 2010, Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part I: an observational study, *Climate Dynamics*, 36, 1691–1703, DOI: 10.1007/s00382-010-0788-0.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W., 2009, The Summer North Atlantic Oscillation: past, present and future, *Journal of Climate*, 22(5), 1082–1103, DOI: 10.1175/2008JCLI2459.1.
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43–47.
- Huang B., Thorne P.W., Banzon V.F., Boyer T., Chepurin 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, validation and intercomparisons, *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1.
- Hurrell J.W., Folland C.K., 2002, A change in the summer circulation over the North Atlantic, *CLIVAR Exchanges*, 25, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 52–54.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, *An Overview of the NAO*, [in:] J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Eds.), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. AGU Geophysical Monograph, 134, 1–35.
- IPCC, 2001, *Chapter 6. Radiative Forcing of Climate Change*, [in:] *TAR Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 350–414.
- IPCC, 2007, *Technical Summary*, [in:] S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basic. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge and New York (ar4-wg1-ts-1.pdf).
- IPCC, 2013, *Summary for Policymakers*, [in:] T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Naules, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK; New York, USA.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Chelliah M., Reynolds R., 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, *BAMS (Bulletin of the American Meteorological Society)*, 77(3), 437–470.
- Linderholm H.W., Seim A., Ou T., Jeong J.-H., Liu Y., Wang X., Bao G., Folland C., 2013, Exploring teleconnections between the summer NAO (SNAO) and climate in East Asia over the last four centuries – A tree-ring perspective, *Dendrochronologia*, 31(4), 297–310, DOI: 10.1016/j.dendro.2012.08.004.
- Marsz A.A., 2001, *Stan termiczny północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Wydawnictwo Uczelniane WSM w Gdyni, Gdynia.
- 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., 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., 2023a, Niestacjonarność przebiegu temperatury nad obszarem Europy – zmiana reżimu temperatury powietrza w Europie w latach 1987–1989 i jej przyczyny, *Prace Geograficzne*, 170, 9–46, DOI: 10.4467/20833113PG.23.001.17489.

- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023b, Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa i ich wpływ na cyrkulację atmosferyczną w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, *Przegląd Geofizyczny*, 68(3–4), 83–111, DOI: 10.32045/PG-2023-038.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2024, Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 1, *Prace i Studia Geograficzne*, 69(3), 25–43, DOI: 10.48128/pisg-2024-69.3-02.
- 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.
- Nigam S., 2003, *Teleconnections*, [in:] *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, 2243–2269, DOI: 10.1016/BO-12-227090-8/00400-0.
- Nigam S., Baxter S., 2015, General Circulation of the Atmosphere. Teleconnections, [in:] G.R. North, F. Zhang, J. Pyle (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Second Edition, Academic Press, 90–109, DOI: 10.1016/B978-0-12-382225-3.00400-X.
- Ossó A., Sutton R., Shaffrey L., Dong B., 2020, Development, amplification, and decay of Atlantic/European Summer weather patterns linked to Spring North Atlantic sea surface temperatures, *Journal of Climate*, 33(14), 5939–5951, DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0613.1.
- Sadowski M., 1990, Relationship between elements of climate in Poland and sea surface temperature in the North Atlantic Ocean, [in:] R. Brazdil (Ed.), *Climatic change in the historical and the instrumental periods*. Masaryk University, Brno, 231–236.
- Semenov V., 2008, Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region, *Doklady Earth Sciences*, 418(1), 91–94.
- 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, [in:] R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines (Eds.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*, Springer, Dordrecht, 45–64.
- 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., Risebrobakken 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., Muilwijk 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), e2020RG000725, DOI: 10.1029/2020RG000725.
- Sutton R.T., Dong B., 2012, Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s, *Nature Geoscience*, 5, 788–792, DOI: 10.1038/ngeo1595.
- Thoning K.W., Tans P.P., Komhyr W.D., 1989, Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa Observatory 2. Analysis of the NOAA GMCC data, 1974–1985, *Journal of Geophysical Research*, 94, 8549–8565.
- Wangengejm G. Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnoy metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*, Trudy AANII, 34.

Załącznik 1.Szereg czasowy wartości wskaźnika WK_{NA} w latach 1949–2023*Value the WK_{NA} index in the year 1949–2023*

Rok Year	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
194x										1,329
195x	−0,053	1,327	0,406	1,626	0,812	0,651	−0,317	0,308	−0,878	−0,148
196x	−1,904	1,869	1,086	−0,062	0,423	−1,525	−2,796	0,320	−2,055	−1,607
197x	−2,152	−1,025	−1,293	−0,170	−0,474	1,686	0,094	−0,444	−0,581	−0,876
198x	−1,919	−1,631	0,255	0,966	−0,564	−1,861	−1,192	−2,709	−0,187	2,588
199x	3,069	0,821	1,632	0,316	2,670	1,762	−0,123	0,666	−0,174	2,220
200x	2,426	1,107	0,363	1,545	1,844	2,352	1,870	2,890	1,353	1,235
201x	−0,191	2,657	1,983	2,283	1,894	4,939	3,564	4,055	3,848	2,875
202x	5,496	2,880	4,217	3,798						