

Andrzej A. MARSZ

Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Bałtycki
e-mail: aamarsz127@gmail.com
ORCID: 0000-0002-1962-8004

Anna STYSZYŃSKA

Stowarzyszenie Klimatologów Polskich
e-mail: astys19@wp.pl
ORCID: 0000-0001-8763-9154

**PROCES OCIEPLENIA W POLSCE – PRZEBIEG I PRZYCZYNY (1951–2018).
PRZEJAW WEWNĘTRZNEJ DYNAMIKI SYSTEMU KLIMATYCZNEGO
CZY PROCES ANTROPOGENICZNY?**

**The warming process in Poland – course and causes (1951–2018).
The manifestation of the internal dynamics of the climate system
or an anthropogenic process?**

Abstract: The work discusses the course of the annual air temperature over Poland in the years 1951–2018, starting in it a sudden change of the regime that took place in 1987–1989. In the period 1951–1988 and 1931–1988 the annual temperature trend was zero, and the warming did not start until 1988, with the change of the temperature regime. The reason for the change in the thermal regime was an equally radical change in the macro-circulation conditions that took place as a result of the change in the phase of the thermohaline circulation in the North Atlantic. Explanation of the sequence of processes, which led to the increase in temperature, indicates that they are the result of the internal dynamics of the climate system and not a consequence of the increase in the concentration of greenhouse gases in the atmosphere.

Key words: air temperature, change of the regime, Poland, thermohaline circulation, North Atlantic

SFORMUŁOWANIE ZAGADNIENIA

O tym, że w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat rośnie temperatura powietrza nad Polską, podobnie jak nad obszarem Europy Środkowej oraz obszarem położonym wokół Morza Bałtyckiego, powszechnie wiadomo (Rutgersson i in. 2015; The BAAC II Author Team 2015; EEA Author Team 2018). Literatura na temat zmian temperatury w Polsce i jej bezpośrednim otoczeniu jest bardzo bogata (patrz spis wybranych pozycji literatury), na tyle obszerna, że trudno w tym miejscu omawiać wszystkie prace poruszające różne aspekty jej zmian. Liczne, ważne przejawy tego wzrostu omawiane są zarówno w skali całej Polski (np. Kozuchowski 1996, 2004, 2009, 2011; Degirmendžić i in. 2000a, 2004; Fortuniak i in. 2001; Kozuchowski, Żmudzka 2001, 2002; Górski 2002; Żmudzka 2009; Biernacik i in. 2010; Marosz i in. 2011; Michalska 2011; Limanówka i in. 2012; Wójcik, Miętus

Wpłynęło: 27.12.2021

Zaakceptowano: 04.07.2022

Zalecany sposób cytowania / Cite as: 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, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 51–82, DOI: 10.48128/pisg/2022-67.2-04.

2014; Ziemnicka-Wojtaszek, Krużel 2016; Ustrnul i in. 2021) jak i w ujęciu regionalnym (np. Bydgoszcz (Kasperska-Wołowicz, Bolewski 2015), Dziwnów (Tylkowski 2013), Karkonosze (Migala i in. 2015), Kraków (Kozuchowski i in. 1994; Trepńska, Kowanetz 1997), Lublin (Kaszewski, Bilik 2015), Poznań (Kolendowicz i in. 2019), Toruń (Pospieszyńska, Przybylak 2019), wybrzeże Bałtyku (Miętus 1996), Wybrzeże i Pojezierze Pomorskie (Filipiak 2004)). Często, choć nie zawsze, aspekty regionalne ocieplenia odnoszone są do zmian zachodzących na całej powierzchni kraju.

Ocena wzrostu temperatury powietrza nad Polską dokonywana jest w różnej rozdzielczości czasowej, najczęściej w ujęciu średnich rocznych i średnich sezonowych, rzadziej miesięcznych, choć prowadzone były także analizy na poziomie dobowym (np. Kaszewski, Bilik 2015). Okres, w którym oceniany jest wzrost temperatury też jest zróżnicowany. Najczęściej początkowym punktem na osi czasu jest rok 1951, co wiąże się z dostępnością szeregów czasowych miesięcznej temperatury powietrza dla większej liczby polskich stacji meteorologicznych. Przeważnie wyznaczany jest trend liniowy dla całego okresu opracowywanego przez danego autora – od punktu początkowego do ostatniego roku w szeregu, przy czym dotyczy to tak wartości rocznych temperatury, jak i jej wartości sezonowych czy miesięcznych. Rzadziej dodatkowo szacowane są wartości trendów dla krótszych odcinków czasu – najczęściej dla dekad (np. Michalska 2011; Wójcik, Miętus 2014; Tomczyk, Jasik 2016¹). Siłą rzeczy, wobec różnic w długości analizowanych szeregów i w zestawie analizowanych stacji podawane w poszczególnych pracach wartości trendów nieco różnią się od siebie, przy czym w miarę wydłużania szeregów i postępującego ocieplenia wartości trendów rocznej temperatury powietrza stopniowo rosną.

Ogólnie, z publikowanej literatury zgodnie wynika, że od 1951 roku roczna temperatura powietrza nad Polską rośnie, z tym że wzrost temperatury przyspiesza w ciągu ostatnich 20–30 lat. Niektóre prace (np. Michalska 2011) wskazują wyraźniej, że wzrost ten nastąpił od lat 80. XX wieku. R. Przybylak i in. (2007) stwierdzają, że wartości szeregu parametrów termicznych powietrza wskazujących na wzrost temperatury rosną od lat 90. XX wieku i kontynuują ten wzrost w ciągu pierwszych 5 lat XXI wieku. R. Wójcik i M. Miętus (2014) stwierdzają, że w przebiegu temperatury występuje ciąg lat o temperaturze wyższej od średniej, rozpoczynający się od 1988 roku, podając jednak, że w latach 1951–2010 w przebiegu temperatury rocznej występuje istotny statystycznie trend dodatni, równy 0,22°C na dekadę.

Wobec tak obfitej literatury przedstawiającej wnikliwe wyniki badań nad zmianami temperatury powietrza w Polsce może się wydawać, że dalsze zajmowanie się tą problematyką jest mało produktywnie. Jednak analiza przebiegu rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską i obwiedni pasma jej zmienności ujawnia, że obraz tych zmian przedstawiany w literaturze nie jest w pełni adekwatny, lecz bardziej skomplikowany. Stawia to również problem mechanizmów prowadzących do wzrostu temperatury powietrza nad Polską, gdyż analiza związków między wymuszeniem radiacyjnym i temperaturą wykazuje, że niemal powszechnie przyjmowany pogląd wyjaśniający obserwowany wzrost temperatury powietrza przez działanie rosnącej koncentracji CO₂ w atmosferze (Mann i in. 1998, 1999; Mann 2009; Przybylak i in. 2007; Kundzewicz 2008, 2012; Lacis i in. 2010; The BAAC II Author Team 2015; EEA Author Team 2018; Lenssen i in. 2019; Falarz i in. 2021) okazuje się być dyskusyjny. Zatem powstaje również problem, jaka w rzeczy samej jest geneza obserwowanego wzrostu temperatury.

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad zmianami temperatury nad Polską i ich przyczynami w latach 1951–2018. W kilku przypadkach zaszła potrzeba rozszerzenia tego okresu na lata 1931–2018. Jako miarę temperatury powietrza do analizy przyjęto wartości roczne, stanowiące syntezę zachodzących w danym roku zmian sezonowych.

¹ Ta praca nie omawia zmian temperatury na obszarze Polski, ale w położonym blisko jej zachodnich granic Poczdamie (Niemcy).

DANE I ICH ŹRÓDŁA ORAZ METODY BADAWCZE

W pracy wykorzystano szeregi czasowe miesięcznej temperatury powietrza ze stacji polskich, pochodzące ze zbiorów udostępnionych przez IMGW-PIB (danepubliczne.imgw.pl/, 15.08.2020). Temperaturę roczną obliczano z wartości miesięcznych jako zwykłą średnią arytmetyczną w roku kalendarzowym. Podobnie postępowano przy obliczaniu średnich sezonowych i innych okresów wykorzystanych w opracowaniu. Z wartości temperatury rocznej z lat 1951–2018 dla pięciu stacji: Gdyni, Łodzi, Krakowa, Wrocławia i Puław obliczono średnie roczne wartości „obszarowe” (średnie arytmetyczne z tych 5 stacji). Są one oznaczane jako zmienna TPL z indeksem dolnym określającym okres, którego dotyczą (np. TPL_{RK} – roczna temperatura obszarowa). Wybór tych właśnie stacji uwarunkowany był dostępnością dla nich również szeregów usłonecznienia obejmujących ten sam okres (patrz dalej). Obliczony w ten sposób szereg TPL_{RK} wykazuje niemal doskonałe skorelowanie ($r = 0,9962$, $p = 0,0$) z szeregiem średniej rocznej temperatury obszarowej, obliczonym z uśrednienia 28 stacji równomiernie rozłożonych na powierzchni Polski. Pozwala to przyjąć, że szereg TPL_{RK} charakteryzuje właściwie zmienność rocznej temperatury powietrza na obszarze Polski w latach 1951–2018.

Dodatkowo wykorzystano dane z pięciu stacji (Gdynia, Poznań, Łódź, Siedlce i Tarnów), tworząc z nich szereg średniej rocznej temperatury z okresu 1931–2018, użyty do sprawdzenia wartości trendów i innych operacji kontrolnych. Do konstrukcji tego zbioru wykorzystano dane zawarte w *Atlasie klimatycznym Polski* (1979) oraz dane opracowane przez J. Wibig i in. (2004) dla Łodzi (1931–1950). Oznaczenie tej zmiennej to TR_{5S} . Oba szeregi (TPL_{RK} i TR_{5S}) są we wspólnym okresie 1951–2018 bardzo silnie ze sobą skorelowane ($r = 0,9975$, $p = 0,0$), przy czym w tych latach średnio wartości szeregu TR_{5S} są o około 0,4 deg wyższe od wartości w szeregu TPL_{RK} .

Miesięczne szeregi usłonecznienia z lat 1951–2018 wykorzystane w tej pracy pochodzą ze stacji Gdynia, Łódź, Kraków, Wrocław i Puławy. Szereg z Wrocławia składa się z szeregu ze stacji obserwacyjnej Uniwersytetu Wrocławskiego Wrocław-Biskupin (1951–1980) i stacji wrocławskiego Uniwersytetu Przyrodniczego Wrocław-Swojec (1960–2018). Połączenia szeregów oraz przeprowadzenia procedury ich homogenizacji dokonali K. i T. Brysiowie (2007). Szereg z Krakowa stanowi w pełni homogeniczny ciąg obserwacyjny ze stacji Uniwersytetu Jagiellońskiego – Kraków-Observatorium (Matuszko 2014; Matuszko, Piotrowicz 2018). Szereg z Łodzi obejmuje dane z lat 1951–2000 zamieszczone w pracy A. Podstawczyńskiej (2007), połączone z danymi IMGW-PIB (2001–2018). Szereg z Gdyni (1951–2018) stanowią dane ze stacji IMGW, a szereg z Puław ze stacji IUNG. Z wartości miesięcznych sum usłonecznienia obliczono sumy roczne (UPL_{RK}) i sumy godzin usłonecznienia w cieplej porze roku (kwiecień-wrzesień), czyli okresie, w którym przeciętny czas operacji Słońca jest dłuższy od 12 godzin w ciągu doby (oznaczenie UPL_{04-09}).

Udostępnione przez IMGW szeregi obserwacji usłonecznienia rozpoczynają się dopiero od roku 1966 lub później. Dane te zawierają liczne braki, część danych w nich zawartych jest mało wiarygodna (np. w Warszawie). Rozkład braków w seriach obserwacyjnych jest losowy. Po sprawdzeniu danych wybrano 11 stacji, względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski, w których w całym okresie obserwacji 1966–2018 nie brakowało więcej niż trzech wartości miesięcznych. Brakujące wartości uzupełniono metodą regresji wielokrotnej, każdorazowo z dwu położonych w pobliżu stacji. Wybranymi stacjami były: Kołobrzeg, Suwałki, Szczecin, Chojnice, Białystok, Poznań, Łódź, Włodawa, Jelenia Góra, Katowice i Lesko. Z wartości miesięcznych sum usłonecznienia obliczono kontrolną „obszarową” sumę roczną oraz sumę godzin operacji Słońca dla okresu ciepłej pory roku (kwiecień-wrzesień). Współczynniki korelacji między szeregami kontrolnymi i wartościami UPL_{RK} oraz UPL_{04-09} we wspólnym okresie obserwacji (1966–2018) są równe odpowiednio 0,9763 i 0,9783, co pozwala uważać, iż mimo bardzo małej liczby stacji, które posłużyły do oszacowania zmiennej UPL_{RK} i UPL_{04-09} , obie te wartości prawidłowo opisują zmienność usłonecznienia na obszarze Polski w latach 1951–2018. Niestety, autorom nie udało się uzyskać danych usłonecznienia dla wymienionych 5 stacji (brak danych z Gdyni) dla lat 2019 i 2020, w związku z czym analiza jest ograniczona do roku 2018.

Z 28 stacji, które posłużyły do obliczenia szeregu rocznej obszarowej temperatury powietrza (1951–2018) utworzono podobne szeregi „obszarowego” zachmurzenia ogólnego (NPL_{RK}). Brakujące w tych szeregach pojedyncze wartości miesięczne obliczono metodą regresji wielokrotnej z zachmurzenia stacji położonych w pobliżu.

Szeregi rocznej temperatury powietrza i innych elementów klimatycznych z niektórych stacji europejskich pozyskano z baz danych narodowych służb meteorologicznych oraz baz danych CRU (*Climatic Research Unit*) i ECAD (*European Climate Assessment & Dataset*) za pośrednictwem Climate Data Explorer KNMI (climexp.knmi.nl/start.cgi, 20.09.2020). Dane te wykorzystywano do przeprowadzania operacji kontrolnych.

Dane o temperaturze powierzchni oceanu (dalej SST – *Sea Surface Temperature*) zaczerpnięto ze zbioru ERSST v.3b (*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset*; Smith i in. 2008) za pośrednictwem IRI/LDEO *Climate Data Library* (<http://iridl.ldeo.columbia.edu>, 21.09.2020). Jest to zbiór globalny, dane w nim zawarte stanowią średnie miesięczne wartości SST na powierzchniach $2 \times 2^\circ$ mianowanych parzyście i pochodzą z pomiarów *in situ*. Wartości SST podawane dla danego gridu stanowią średnią miesięczną z całej jego powierzchni. Ze zbioru pobrano szeregi miesięcznych wartości SST od stycznia 1950 do grudnia 2018 roku dla 32 powierzchni gridowych zlokalizowanych w siatce przestrzennej mianowanej co $10^\circ\lambda$ i $10^\circ\varphi$, na powierzchni oceanu między linią brzegową kontynentów, od 30° do $70^\circ N$. Z wartości SST w tym zbiorze zostały obliczone średnie roczne wartości SST oraz wartości wskaźnika DG_{3L} (Marsz 2015).

Szeregi czasowe stacyjnych i PC-based zimowych wskaźników NAO J.W. Hurrella (1995) pobrano ze strony www.ncar.ucar.edu/ClimateDataGuide (*Climate Data Guide* (climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based, 21.09.2020)). Szeregi czasowe frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa z lat 1951–2005 zaczerpnięto z załącznika 1 do pracy A.A. Dimitrieva i V.A. Belyazo (2006), pozostałą ich część, do roku 2018, uzyskano bezpośrednio z AANII (*Arkticheskij i Antarkticheskij Nauchno-Issledowatel'skij Institut*, St. Petersburg, RF).

Roczne szeregi wartości TSI (*Total Solar Irradiation*) według G. Koppa i J.L. Leana (2011) oraz roczne wartości stratosferycznej koncentracji aerozolu (stratospheric optical depth 550 nm; według Bourassy i in. 2012; oznaczenie A_S) pozyskano ze strony KNMI Climate Explorer (climexp.knmi.nl/getindices.cgi?NASADData/saod_gl, 26.09.2020).

Wartości wymuszenia radiacyjnego (oznaczenie za IPCC; ΔF ; $W \cdot m^{-2}$) obliczono za pomocą formuły podawanej przez IPCC (2001, R.6.1, tab. 6.2):

$$\Delta F_k = 4,841 \cdot \ln(C_k/C_0) + 0,0906 \cdot ((C_k)^{0,5} - (C_0)^{0,5}), \quad [1]$$

gdzie: ΔF_k – wymuszenie radiacyjne w roku o numerze k, C_0 – koncentracja CO_2 w epoce preindustrialnej, przyjęto za IPCC (2001) C_0 równe 280 ppm, C_k – koncentracja CO_2 w roku o numerze k, $\ln$ – logarytm naturalny.

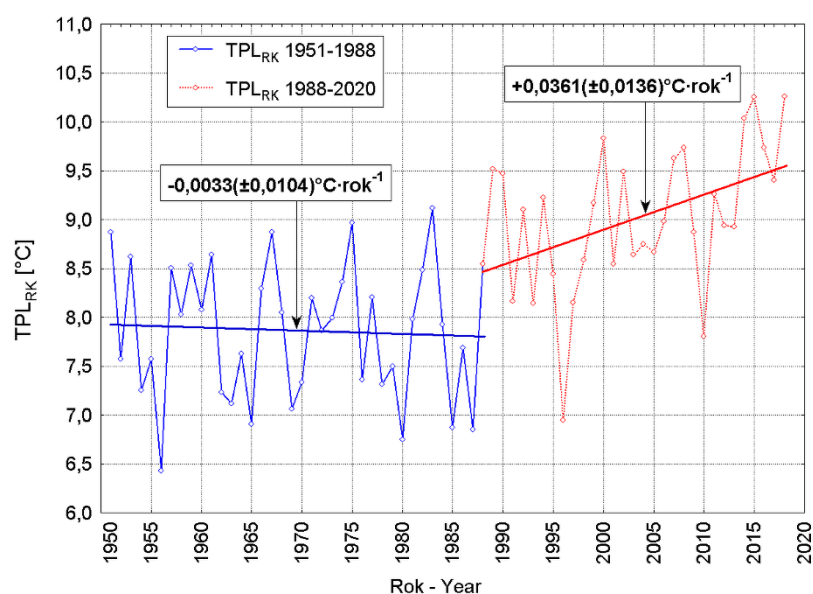
Roczne wartości koncentracji CO_2 w atmosferze niezbędne do obliczenia wartości rocznych ΔF , dla okresu 1930–2011 pobrano ze zbioru *Global Mean CO_2 Mixing Ratios* (ppm): Observations (data.giss.nasa.gov/modelforce/ghgases/fig1A.ext.txt, 28.09.2020), pozostałe dane dla lat 2012–2018 uzupełniono danymi ze zbioru Mauna Loa CO_2 annual mean data (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/data.html, 28.09.2020).

W pracy wykorzystano standardowe metody analizy statystycznej, w tym regresję wielokrotną i analizę wariancji. Istotność statystyczną współczynników korelacji i współczynników regresji oraz wyrazów wolnych w równaniach określano testem t Studenta, a istotność równań testem F Fishera-Snedecora. Wykorzystana metoda analizy regresji wielokrotnej krokowej postępującej (*forward stepwise regression*) omówiona jest w dalszej części pracy.

PRZEBIEG TEMPERATURY POWIETRZA NAD POLSKĄ W LATACH 1951–2018

Przebieg rocznej, uśrednionej z 5 stacji („obszarowej”) temperatury powietrza nad Polską przedstawia ryc. 1. Analiza obwiedni pasma zmienności temperatury w latach 1951–2018 wykazuje, że przebieg ten składa się z dwu silnie różniących się odcinków o odmiennych reżimach przebiegu temperatury i oddzielonych od siebie nieciągłością („skokiem”) temperatury. Granica między tymi okresami lokuje się między 1987 i 1989 rokiem, kiedy to temperatura roczna obszarowa ($T_{PL_{RK}}$) gwałtownie wzrasta z $6,8^{\circ}\text{C}$ w 1987 roku do $9,5^{\circ}\text{C}$ w 1989 roku. Dalej, za granicę między oboma okresami przyjmie się arbitralnie rok 1988 ($T_{PL_{RK}} = 8,5^{\circ}\text{C}$), przy czym rok ten jako przejściowy między tymi okresami, stanowi ostatni rok pierwszego (1951–1988) okresu i jednocześnie początkowy rok drugiego (1988–2018) okresu.

W pierwszym okresie (1951–1988) międzyroczna zmienność temperatury powietrza jest znaczna. Średnia $T_{PL_{RK}}$ w tych latach jest równa $7,86^{\circ}\text{C}$ (min = $6,4^{\circ}\text{C}$, max = $9,1^{\circ}\text{C}$, odchylenie standardowe (σ) = $0,70$ deg). W szeregu nie występuje trend – jego oszacowana wartość (ryc. 1) jest praktycznie równa zero. Odmiennie w tym okresie jest zachowanie obwiedni pasma przebiegu temperatury – lokalne maksima (górna obwiednia) wykazują tendencję rosnącą, lokalne minima (dolna obwiednia) zachowują się względnie stabilnie, nie wykazując tendencji zmian i utrzymują się przeciętnie na poziomie $\sim 7,2\text{--}7,5^{\circ}\text{C}$.



Ryc. 1. Przebieg rocznej średniej obszarowej temperatury powietrza nad Polską ($T_{PL_{RK}}$) w latach 1951–2018. Oznaczone wartości trendów w pierwszym (1951–1988) i drugim okresie (1988–2018)

Źródło: opracowanie własne

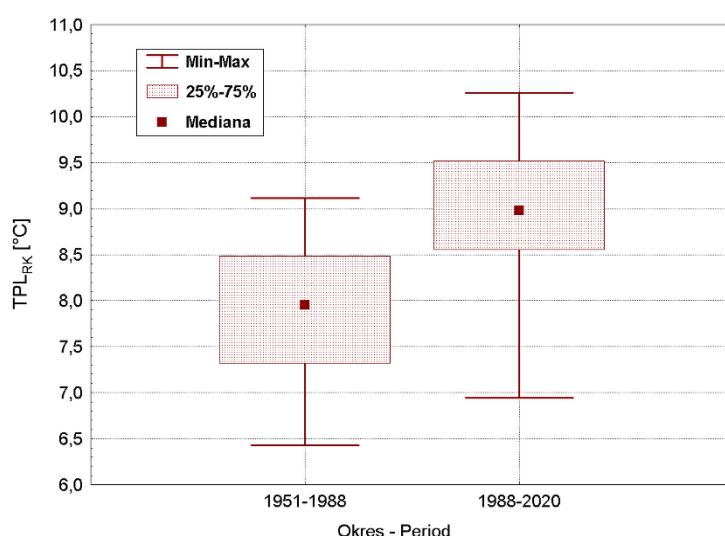
Fig. 1. The course of the area-averaged annual air temperature ($T_{PL_{RK}}$) over Poland in the years 1951–2018. Marked values of trends in the first (1951–1988) and the second (1988–2018) period

Source: author's own elaboration

W drugim okresie (1988–2018) zmienność temperatury z roku na rok silnie się zmniejsza, w przebiegu temperatury występuje statystycznie istotny trend dodatni ($0,036^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p = 0,013$). Górna obwiednia pasma $T_{PL_{RK}}$ tworzona przez lokalne maksima wykazuje kontynuację zmian z poprzedniego okresu. Radykalna zmiana zachodzi w przebiegu obwiedni dolnej, w której przebieg lokalnych minimów (poza dwoma przypadkami silnych spadków $T_{PL_{RK}}$ w latach 1996 i 2010) wykazuje systematyczny wzrost. Poziom przebiegu dolnej obwiedni w pierwszym okresie jest w przybliżeniu

równy $7,25^{\circ}\text{C}$, gdy na początku drugiego okresu początek dolnej obwiedni ulega skokowemu przesunięciu na poziom około $8,25^{\circ}\text{C}$ i pojawia się w tym przebiegu również trend dodatni. W następstwie tego, na przełomie lat 80. i 90. XX wieku w przebiegu rocznej temperatury nad Polską nastąpił jednocześnie około 1-stopniowy skokowy wzrost temperatury oraz rozpoczął się okres szybkiego ocieplenia, wyrażający się w silnym i względnie konsekwentnym przesuwaniu się lokalnych minimum i maksimum temperatury rocznej na coraz to wyższy poziom.

Wobec występowania silnego trendu w części szeregu z lat 1988–2018, wartość średnia temperatury ($9,0^{\circ}\text{C}$) i zakres jej zmienności wyznaczony przez minimum i maksimum oraz odchylenie standardowe ($\min = 6,9^{\circ}\text{C}$, $\max = 10,3^{\circ}\text{C}$, $\sigma = 0,70$ deg) wskazuje co prawda na wyższą temperaturę roczną w drugim okresie, ale w niewielkim stopniu informuje o skali zmiany w zachowaniu się temperatury rocznej między oboma okresami. Lepszą informację daje rozkład zmienności TPL_{RK} w obu okresach (ryc. 2). Widoczne jest, że wartości te tworzą dwie, w sensie statystycznym, całkowicie różne populacje, a szereg wartości temperatury powietrza traci stacjonarność.



Ryc. 2. Zakresy zmienności TPL_{RK} w okresie 1951–1988 i 1988–2018

Źródło: opracowanie własne

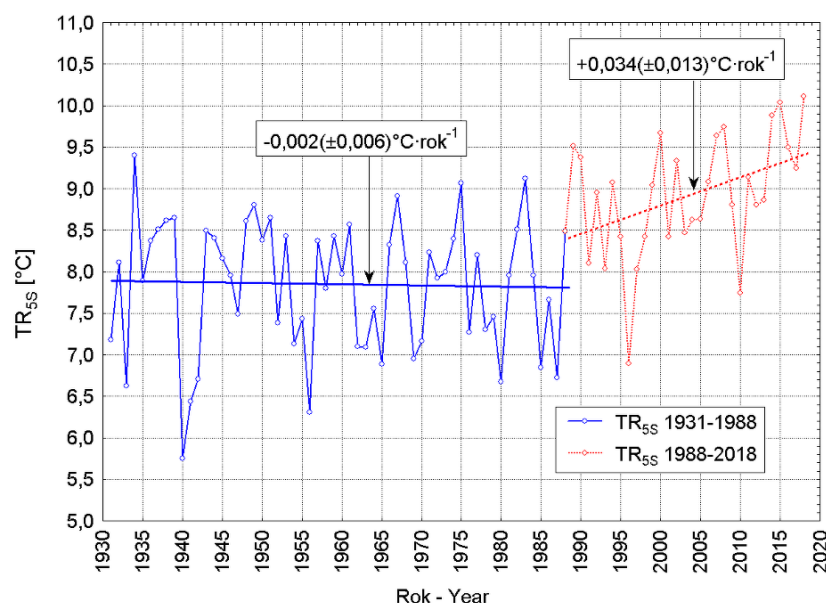
Fig. 2. Ranges of the TPL_{RK} variability in the period 1951–1988 and 1988–2018

Source: author's own elaboration

Oznacza to, że opis zachodzących w latach 1951–2018 zmian rocznej temperatury powietrza nad Polską, przedstawiany za pomocą jednolitego dla całego okresu trendu liniowego, nie opisuje prawidłowo rzeczywistości. Od 1951 do 1988 roku nie było wzrostu temperatury rocznej nad Polską, a długookresowa międzyroczna zmienność temperatury była bezkierunkowa. Ocieplenie rozpoczęło się nagle, skokowo, od 1988 roku. W rzeczywistości całe ocieplenie, które obserwuje się w latach 1951–2018 nastąpiło po 1988 roku w wyniku zmiany reżimu zmienności temperatury i pojawienia się w jej przebiegu dodatniego trendu. Do tej pory, mimo licznych analiz przebiegu temperatury nad Polską, na tą zasadniczą zmianę reżimu jej przebiegu nie zwrócono uwagi.

Dla sprawdzenia jak kształtowały się zmiany rocznej temperatury powietrza w dłuższym okresie i czy wcześniej (przed rokiem 1951) nie występowały na tyle długie okresy cieplejsze lub chłodniejsze² mogące powodować, że znak i wartość trendu w latach 1951–1988 nie charakteryzują właściwie przebiegu temperatury w dłuższym okresie, obliczono szereg czasowy średniej temperatury z 5 stacji z 88 lat. Obejmuje on lata 1931–2018 i został utworzony z danych pochodzących z 5 stacji: Gdyni, Poznania, Łodzi, Siedlec i Tarnowa (oznaczenie TR_{55} ; ryc. 3).

² Mając na względzie lata 1940, 1941, 1942, 1947, w których wystąpiły ekstremalnie chłodne zimy i lata 30. XX wieku, kiedy zimy były stosunkowo łagodne, a okresy letnie bardzo ciepłe.



Ryc. 3. Przebieg uśrednionej temperatury rocznej na stacjach Gdynia, Poznań, Łódź, Siedlce i Tarnów (TR_{5S}) w latach 1931–2018. Oznaczone wartości trendów w latach 1931–1988 i 1988–2018

Źródło: opracowanie własne

Fig. 3. The course of the averaged annual temperature at the stations in Gdynia, Poznań, Łódź, Siedlce and Tarnów (TR_{5S}) in the years 1931–2018. Marked values of trends in the years 1931–1988 and 1988–2018

Source: author's own elaboration

We wspólnym okresie (1951–2018) szeregi TPL_{RK} i TR_{5S} są ze sobą skorelowane niemal idealnie ($r = 0,9946$; $TR_{5S} = 0,993 \cdot TPL_{RK}$) i zawierają identyczny ładunek zmienności. Wobec bardzo silnego skorelowania przebiegów temperatury powietrza na stacjach polskich, o czym piszą liczni badacze (np. Degirmendzić, Kożuchowski 2000; Fortuniak i in. 2001; Kożuchowski, Żmudzka 2001; Kożuchowski 2004, 2011), można sądzić, że wydłużony o 20 lat szereg z pięciu stacji charakteryzuje ogólną tendencję zmian temperatury nad Polską w latach 1931–1988. Oszacowany trend rocznej temperatury powietrza w szeregu TR_{5S} w latach 1931–1988 jest praktycznie zerowy. Jego wartość jest równa $-0,002(\pm 0,006)^{\circ}\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$, czyli błąd, którym obarczona jest estymacja trendu jest trzykrotnie wyższy od jego wartości. Średnia temperatura powietrza szeregu TR_{5S} w latach 1931–1988 jest równa $7,84(\pm 0,11)^{\circ}\text{C}$, gdy w latach 1988–2018 równa $+8,91(\pm 0,13)^{\circ}\text{C}$. Różnica między średnimi jest wysoce istotna ($p < 0,001$).

Wyniki tego „testu” wskazują, że mimo znacznej, multidekadowej zmienności rocznej temperatury powietrza nad Polską w latach 1931–1988, nie obserwuje się w tym ponad 50-letnim okresie wypadkowego wzrostu temperatury rocznej. Potwierdza to, że ocieplenie nad obszarem Polski rozpoczęło się dopiero po 1988 roku, a zmiana reżimu termicznego nastąpiła gwałtownie między latami 1987 i 1989. Takiego rodzaju przebieg rocznej temperatury powietrza, w którym w latach 1987–1989 zaznacza się wystąpienie zmiany reżimu temperatury powietrza i rozpoczęcie procesu silnego wzrostu temperatury nie jest swoiste dla Polski czy tylko Europy Środkowej. Występuje on na rozległych przestrzeniach Europy – od hiszpańskiego i francuskiego wybrzeża Zatoki Biskajskiej, przez Belgię, Holandię, Niemcy, Szwajcarię, obszar wokół Morza Bałtyckiego, po Ukrainę, Białoruś i europejską część Federacji Rosyjskiej. Wskazuje to na działanie wielkoskalowej, a nie lokalnej, przyczyny zmiany reżimu temperatury.

PROBLEM MECHANIZMÓW KLIMATYCZNYCH PROWADZĄCYCH DO ZMIANY REŻIMU TERMICZNEGO I WYSTĄPIENIA OCIEPLENIA NAD POLSKĄ

Wzrost temperatury rocznej, jaki rozpoczął się po 1988 roku wskazuje, że od tego momentu w atmosferze zwiększyła się ilość ciepła, ponadto wzrost ten nastąpił gwałtownie, w stosunkowo krótkim 2–3 letnim okresie, a następnie wraz z upływem czasu ilość ciepła w atmosferze nad Polską względnie systematycznie się powiększała.

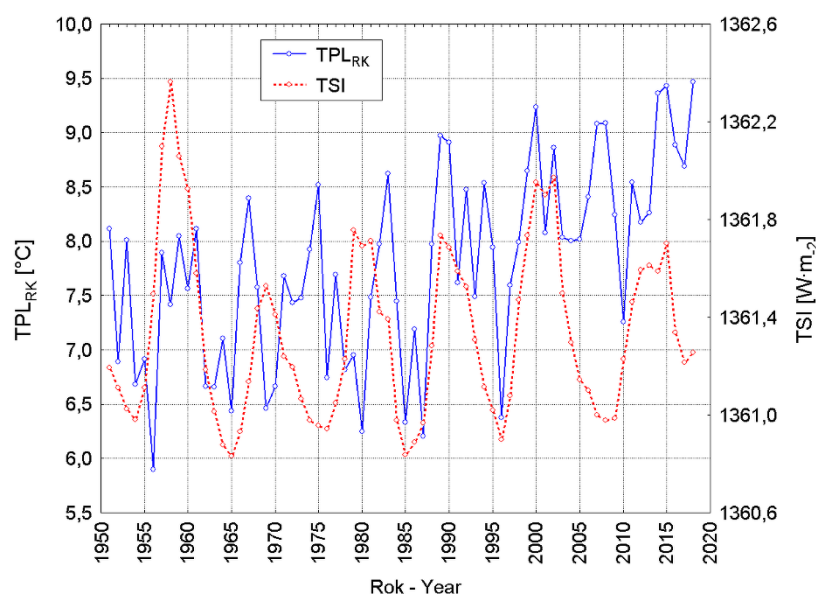
Wzrost temperatury może być powodowany przez działanie zespołu czynników regulujących bilans radiacyjny, a w konsekwencji bilans cieplny danego obszaru. Może to zachodzić pod wpływem wzrostu ilości dopływającej do powierzchni radiacji słonecznej. Ta może być rezultatem zmian „stałej słonecznej”, zmian przezroczystości atmosfery (aerozole) i/lub zmian w wielkości zachmurzenia i/lub jego strukturze. Może to być również powodowane przez zmniejszenie wypromieniowania – mniejsza ilość energii promieniowania elektromagnetycznego opuszcza układ (system), przyczyniając się do wzrostu jego energii wewnętrznej (temperatury). W tym przypadku największe znaczenie będzie miał wzrost koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze, głównie CO₂, uważany za najważniejszą przyczynę tak zwanego Antropogenicznego Globalnego Ocieplenia (dalej AGW – *Anthropogenic Global Warming*; Hansen, Lebedeff 1987; Hansen, Lacis 1990; Mann i in. 1998, 1999; Hansen i in. 2000, 2007; Lacis i in. 2010; IPCC 2007, 2013).

Wzrost temperatury może być również powodowany przez zwiększony, w stosunku do stanu poprzedniego, poziomy przenos ciepła wraz z przenosem mas powietrza, czyli po prostu zwiększoną częstością adwekcji cieplejszego powietrza nad dany obszar, lub – przy tej samej strukturze kierunków napływu i częstości adwekcji – napływu powietrza o wyższej temperaturze. W tym przypadku za proces wzrostu temperatury odpowiedzialna jest zmiana cyrkulacji atmosferycznej, stanowiąca przyczynę zmiany struktury kierunków napływu oraz/lub zmiana stanu termicznego obszarów źródłowych napływających mas powietrza.

Nie przesądzając w tym miejscu o przyczynie obserwowanego po 1988 roku wzrostu temperatury powietrza nad Polską, rozpatrzone zostanie kolejno działanie wymienionych czynników.

Zmiany stałej słonecznej (TSI – *Total Solar Irradiance*)

Zmiany stałej słonecznej w okresie 1951–2018 są niewielkie i mieszczą się w granicach od 1360,83 (1965) do 1362,36 W·m² (1958 rok). Obie te skrajne wartości występują w tym samym 11-letnim cyklu 1954–1965, o największej amplitudzie w rozpatrywanym okresie. Cykl ten przypada na stosunkowo chłodny okres w przebiegu TPL_{RK} (ryc. 1, ryc. 4). Wartość współczynnika korelacji między TSI i TPL_{RK} jest równy 0,27 ($p = 0,024$), czyli związek jest statystycznie istotny. Analizując jednak wykres rozrzutu punktów w przestrzeni wspólnej TSI & TPL_{RK} i wykres przebiegu obu wartości nie znajduje się innych przyczyn wystąpienia tej korelacji, niż wystąpienie w trzech przypadkach względnej zgodności między przebiegami cyklu 11–13-letniego TSI i quasi-cykli zmienności międzyrocznej TPL_{RK} (ryc. 4). Ponadto, analizując proces z czysto termodynamicznego punktu widzenia, trudno sobie wyobrazić, żeby nieregularne, bezkierunkowe zmiany TSI, rzędu (średnio) ułamka W/m² mogły dać opisany wzrost temperatury nad Polską, a sam przebieg TSI w jakiś sposób mógł warunkować zmianę reżimu TPL_{RK} i pojawienie się w jej przebiegu dodatniego trendu.



Ryc. 4. Przebieg wartości „stałej słonecznej” (TSI) i rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską (TPL_{RK})

Źródło: opracowanie własne

Fig. 4. The course of the value of the “solar constant” (TSI) and the area-averaged annual air temperature over Poland (TPL_{RK})

Source: author’s own elaboration

Zmiany przezroczystości atmosfery

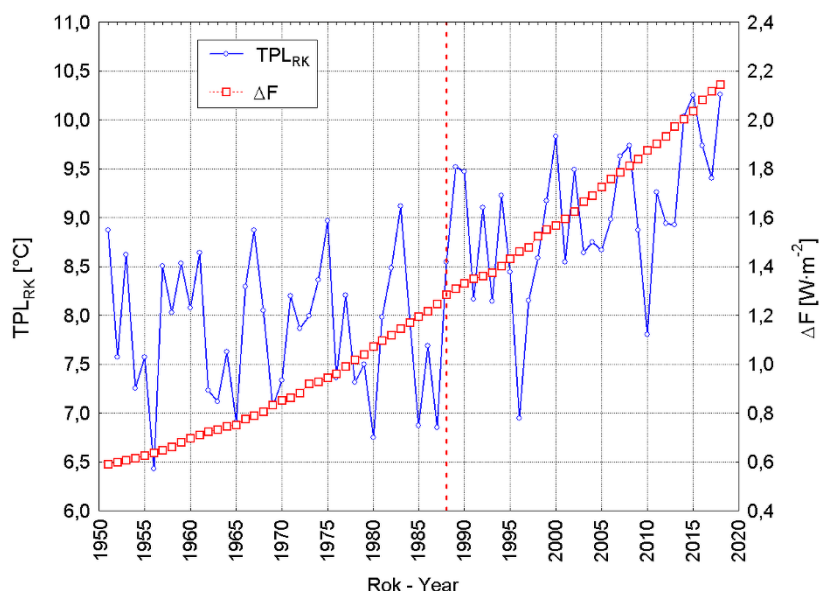
Zmiany gęstości optycznej atmosfery, powodowane przez koncentrację aerozoli w stratosferze (A_S), w większości rozpatrywanego okresu wykazują bardzo małe, zbliżone do zera wartości. Zmniejszona przezroczystość atmosfery zaznacza się w latach 1961–1971, z kulminacją w roku 1964 (wybuch wulkanu Agung), w latach 1981–1985, z kulminacją w roku 1983 (wybuch wulkanu El Chichon) oraz w latach 1991–1994, z kulminacją w roku 1992. Ten ostatni „pik” jest najsilniejszy ($A_S \sim 0,122$) i wiązany jest z wybuchem Pinatubo w czerwcu roku 1991 (Boer i in. 2007). Po roku 1994 gęstość optyczna stratosfery szybko spada i jest bliska zero ($A_S < 0,004$). Przebieg zmian koncentracji aerozolu nie jest statystycznie istotnie powiązany z przebiegiem TPL_{RK} ($r = -0,11$, $p = 0,394$), choć zaznacza się bardzo słaby związek ujemny. Znak związku pokrywa się z ogólnie przyjmowanym poglądem, że spadek przezroczystości atmosfery pociąga za sobą spadek temperatury powietrza.

Wymuszenie radiacyjne

Wymuszenie radiacyjne (ΔF) w latach 1951–2018 monotonicznie rośnie, zgodnie ze wzrostem koncentracji CO_2 w atmosferze, od wartości 0,592 w 1951 roku do wartości 2,144 $W \cdot m^{-2}$ w 2018 roku. Przebieg ΔF i TPL_{RK} przedstawia ryc. 5.

W całym okresie 1951–2018 wartość współczynnika korelacji między ΔF i TPL_{RK} jest wysoka ($r = 0,60$, $r^2 = 0,36$) i wysoce istotna statystycznie ($p < 0,001$), co sugeruje, że zmienność ΔF może sterować zmiennością TPL_{RK} . Jednak wartości współczynników korelacji liniowych między ΔF i TPL_{RK} w dwu oddzielnych okresach 1951–1988 i 1988–2018 dają zupełnie inny obraz. W pierwszym okresie (1951–1988) brak związków między oboma wielkościami ($r = -0,02$, $p = 0,925$), w drugim (1988–2018) – korelacja jest dodatnia i istotna ($r = 0,40$, $p = 0,025$; $r^2 = 0,16$), ale zmienność ΔF objaśnia zdecydowanie mniejszy odsetek wariancji TPL_{RK} niż w całym okresie 1951–2018. Uzyska-

ne wyniki są sprzeczne i paradoksalne. Nie może istnieć taki stan, w którym dwie wielkości, mające być powiązane ze sobą przez proces fizyczny (a więc deterministyczny), w jednym okresie wykazują brak związków, w drugim – występowanie między nimi stosunkowo słabych związków, a jednocześnie w całym okresie wykazują istnienie stosunkowo silnych zależności.



Ryc. 5. Przebieg średniej rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską (TPL_{RK}) i wymuszenia radiacyjnego (ΔF) w latach 1951–2018. Pionowa przerywana linia oznacza rok 1988, w którym doszło do zmiany reżimu przebiegu temperatury

Źródło: opracowanie własne

Fig. 5. The course of the area-averaged annual air temperature over Poland (TPL_{RK}) and radiation forcing (ΔF) in the years 1951–2018. The vertical dashed line represents the year 1988, when the temperature regime changed

Source: author's own elaboration

Analiza wykazuje, że przyczyną wystąpienia silnej korelacji między ΔF i TPL_{RK} w całym okresie 1951–2018 jest występowanie trendów w obu szeregach. Krzywe na rycinie 5 wykazują, że zmienność ΔF nie objaśnia w żadnym stopniu międzyrocznych zmian TPL_{RK} ani też występowania „skoku” temperatury czy zmiany jej reżimu. Wskazuje to, że zmienność rocznej obszarowej temperatury nad Polską ma inne (inną) przyczyny niż wzrost wymuszenia radiacyjnego.

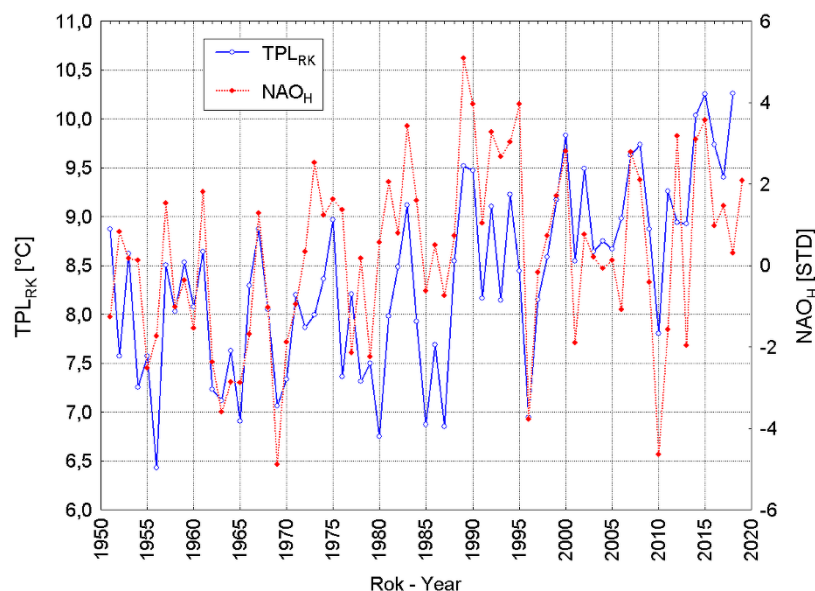
Cyrkulacja atmosferyczna

Analiza związków między składowymi wiatru geostroficznego ($m \cdot s^{-1}$) na poziomie 925 hPa w grzdzie 52,5°N, 20,0°E, który położony jest w pobliżu „środku Polski” i roczną obszarową temperaturą nad Polską (TPL_{RK}) wskazuje na występowanie istotnych związków z roczną składową strefową wiatru geostroficznego (U-wind, $r = 0,42$) i średnią składową strefową wiatru geostroficznego w 1 kwartale (styczeń-marzec). Ten ostatni związek jest wyraźnie silniejszy ($r = 0,55$, $p < 0,001$) niż związek ze średnią roczną. Związki TPL_{RK} ze średnią roczną składową merydionalną wiatru geostroficznego (V-wind) oraz średnimi kwartalnymi³ V-wind są nieistotne. Występowanie silnego i wysoce istotnego dodatniego związku TPL_{RK} ze składową strefową wiatru geostroficznego w 1 kwartale zdaje się wskazywać na NAO (Oscylację Północnego Atlantyku) jako proces kształtujący te związki.

³ Stosowanie podziału roku na kwartały, a nie na klimatyczne pory roku (zima: grudzień-luty, wiosna: marzec-maj etc.), wynika z potrzeby utrzymania spójności podziału czasu – temperatura roczna i inne parametry powinny mieścić się w tych samych granicach roku kalendarzowego.

NAO jest procesem cyrkulacyjnym, który silnie wpływa na przebieg temperatury powietrza w okresie zimowym. Przy wystąpieniu dodatnich faz NAO, w okresie chłodnym, nad NW i Środkową Europę ze zwiększoną częstością napływa powietrze morskie, nagrzane od powierzchni Atlantyku Północnego, przyczyniając się do wzrostu temperatury. Silne związki między zimową temperaturą powietrza nad Polską i wartością wskaźników NAO były wielokrotnie opisywane w polskiej literaturze klimatologicznej (Marsz 1999; Wibig 2000; Marsz, Styszyńska 2001; Kożuchowski 2003, 2011). Związek między zimowym (DJFM) stacyjnym wskaźnikiem NAO Hurrella (1995) i TPL_{RK} jest równy 0,60 ($p < 0,001$), a więc nieco silniejszy od związku ze składową strefową wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa w 1 kwartale. Tak więc zmienność zimowego wskaźnika NAO Hurrella, kształtującego temperaturę nad Polską w okresie od stycznia do kwietnia, z najsilniejszym wpływem na temperaturę w lutym i marcu (Marsz, Styszyńska 2001), objaśnia 36% wariancji TPL_{RK} .

W rozpatrywanym okresie 1951–2018 w przebiegu indeksu NAO Hurrella zaznacza się trend dodatni ($+0,033$ jednostki $\cdot$ rok $^{-1}$), a analiza wykazuje silny wpływ zmienności NAO na międzyroczną zmienność TPL_{RK} (ryc. 6). Zerowej wartości indeksu NAO odpowiada TPL_{RK} równa $8,31(\pm 0,09)^{\circ}\text{C}$, a zmiana wskaźnika NAO o jedną jednostkę pociąga za sobą zgodną ze znakiem zmianę TPL_{RK} o $0,25(\pm 0,04)^{\circ}\text{C}$.



Ryc. 6. Przebieg rocznej obszarowej temperatury nad Polską (TPL_{RK}) i zimowego (DJFM) stacyjnego wskaźnika NAO Hurrella (NAO_H) w latach 1951–2018

Źródło: opracowanie własne

Fig. 6. The course of the area-averaged annual air temperature over Poland (TPL_{RK}) and the winter (DJFM) station-based index of the NAO (NAO_H) in the years 1951–2018

Source: author's own elaboration

Mimo dużej zmienności międzyrocznej przebiegu wskaźnika NAO można zauważyć, że po roku 1988 jego wartości przybierają bardzo wysokie wartości. Częstość wystąpienia wartości indeksu NAO wyższych od 2,0 w latach 1988–2018 jest znacznie większa (12 przypadków) niż w okresie poprzedzającym (3 przypadki). Z kolei częstość występowania indeksów NAO o wartościach równych lub niższych od -2,0 jest odwrotna (1951–1988 – 8 przypadków, 1988–2018 – 2 przypadki). Pierwsze dwa lata po roku 1988 indeksy zimowego NAO przybierały ekstremalnie wysokie wartości, jakich nie notowano w całym szeregu od początku notowania indeksu – 5,08 w 1989 roku i 3,96 w 1990 roku (ryc. 6), a w okresie 1988–1995 przez osiem kolejnych lat znak wskaźnika NAO nieprzerwanie był dodatni.

Średnia wartość indeksu NAO w latach 1951–1988 jest równa -0,36, a w latach 1988–2018 wynosi 1,03. Różnica między tymi średnimi jest istotna statystycznie ($p = 0,0073$, test dwustronny). Tak więc na przełomie lat 1987–1989 zmieniła się również struktura wartości zimowego indeksu NAO, prowadząc do wzrostu temperatury rocznej po 1988 roku. Bardzo duże wartości indeksu NAO w ciągu pierwszych 7 lat po 1988 roku przyczyniły się do silnego wzrostu TP_{LK} w tych latach, w części kształtując opisany „skok” temperatury. W następnych latach wartości indeksu wykazują silną zmienność międzyroczną i słaby, nieistotny trend ujemny, wskazując na działanie również innych niż cyrkulacja atmosferyczna czynników w kreowaniu wzrostów rocznej temperatury powietrza nad Polską.

Zachmurzenie i usłonecznienie

Jednym z czynników prowadzących do wzrostu temperatury powietrza przy stałych lub o minimalnej zmienności wartościach TSI i przezroczystości atmosfery jest wzrost ilości dopływającej do podłoża atmosfery energii słonecznej. Wzrost usłonecznienia, czyli czasu, w którym promieniowanie słoneczne dochodzi do powierzchni Ziemi, siłą rzeczy, pociąga za sobą wzrost ilości dopływającej do podłoża energii słonecznej – patrz wzór J.N. Blacka (Black i in. 1954), a tym samym wzrost temperatury podłoża, nasilenie wymiany turbulentnej i wzrost temperatury powietrza.

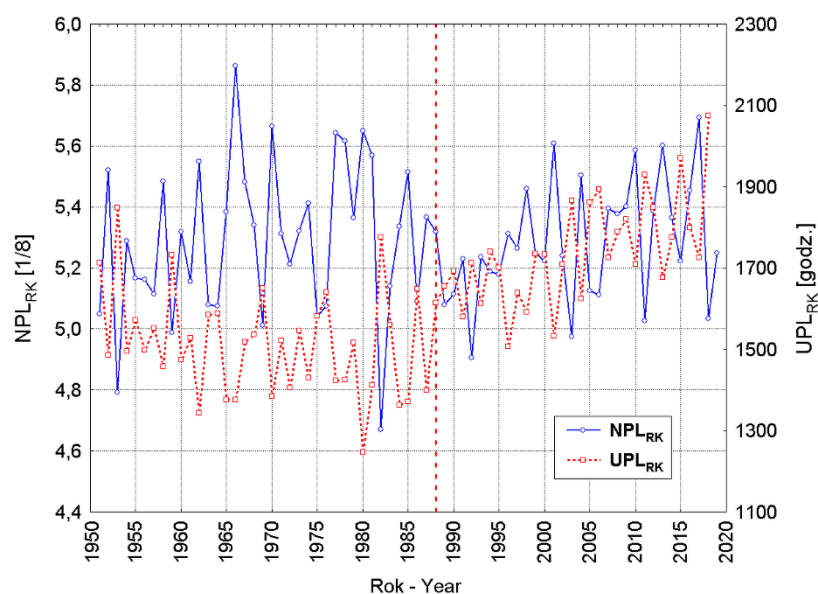
Czynnikiem regulującym dopływ energii słonecznej do podłoża jest zachmurzenie. Współczynnik korelacji między rocznym obszarowym zachmurzeniem ogólnym nad Polską i TP_{LK} (1951–2018) jest relatywnie niski i statystycznie nieistotny ($r = -0,18$, $p = 0,134$). Między rocznym obszarowym zachmurzeniem i rocznym obszarowym usłonecznieniem nad Polską (UPL_{LK}) występuje stosunkowo silna i wysoce istotna korelacja ujemna ($-0,52$, $p < 0,001$), a między UPL_{LK} i TP_{LK} silna i wysoce istotna korelacja dodatnia ($r = 0,72$, $p < 0,001$).

Przebieg rocznych obszarowych wartości zachmurzenia (NPL_{LK}) i usłonecznienia (UPL_{LK}) wskazuje na niekonsekwencję i sprzeczność w kształtowaniu się zależności między tymi wielkościami (ryc. 7). Pod względem zakresu zmienności przebieg NPL_{LK} w latach 1951–2018 dzieli się dość wyraźnie na dwie części: 1951–1989 i 1989–2018. W pierwszym okresie (1951–1989) zmienność międzyroczna NPL_{LK} jest znaczna, a trend zerowy ($0,0007 \text{ N} \cdot \text{rok}^{-1}$, $p = 0,850$). W drugim okresie (1989–2018) zmienność międzyroczna N nieco się zmniejsza, a w szeregu pojawia się istotny statystycznie trend dodatni ($0,011 \text{ N} \cdot \text{rok}^{-1}$, $p = 0,013$).

W tym samym czasie, w którym w przebiegu obszarowego zachmurzenia (1989–2018) występuje trend dodatni, w przebiegu obszarowego usłonecznienia (1988–2018) występuje również dodatni, statystycznie istotny trend (ryc. 7). Wobec występowania ujemnych korelacji między NPL_{LK} i UPL_{LK} takie jednoimienne związki są wewnętrznie sprzeczne – przy występowaniu dodatniego trendu NPL_{LK} trend UPL_{LK} powinien być ujemny.

Wartości NPL_{LK} są średnimi obliczanymi z 28 stacji. Trudno w takiej sytuacji przypuszczać, że szeregi te są obciążone systematycznymi błędami o takim samym znaku. Należy sądzić, że zmiany wartości obu tych wielkości odtwarzają ich rzeczywiste zmiany zachodzące nad Polską w latach 1951–2018. Mając na względzie, że zachmurzenie ogólne stanowi miarę pokrycia nieba przez chmury należące do wszystkich pięter, wzrost usłonecznienia zachodzący przy jednoczesnym wzroście zachmurzenia zdaje się wskazywać na zmiany zachodzące w strukturze zachmurzenia – zmniejszaniu się pokrycia nieba przez powłokę chmur o znacznej gęstości optycznej i nieco szybszym od zmniejszania się udziału tych chmur wroście pokrycia nieboskłonu przez chmury o małej i minimalnej gęstości optycznej⁴. Oznaczałoby to zmniejszanie się po roku 1988 pokrycia nieba przez chmury warstwowe piętra niskiego i średniego, ograniczające dopływ promieniowania bezpośredniego do powierzchni i wzrost udziału chmur piętra wysokiego lub/i chmur kłębiastych o niewielkim zwarcu.

⁴ Rzeczywista ocena trendów zmian zachmurzenia piętra wysokiego jest kłopotliwa i niepewna, gdyż przy występowaniu niektórych gatunków chmur piętra niskiego i chmur piętra średniego, nie można, przy obserwacjach naziemnych, w ogóle zidentyfikować występowania chmur wysokich, lub też nie można ocenić w sposób wiarygodny rzeczywistego stopnia pokrycia nieboskłonu przez chmury piętra wysokiego.



Ryc. 7. Przebieg rocznego obszarowego zachmurzenia (NPL_{RK} , oktanty) i rocznego obszarowego usłonecznienia (UPL_{RK} , godziny) nad Polską w latach 1951–2018. Pionowa przerywana linia oznacza rok 1988, w którym doszło do zmiany reżimu przebiegu zachmurzenia

Źródło: opracowanie własne

Fig. 7. The course of the area-averaged annual cloudiness (NPL_{RK} , octants) and the area-averaged annual sunshine duration (UPL_{RK} , hours) over Poland in the years 1951–2018. The vertical dashed line represents the year 1988, when the cloudiness regime changed

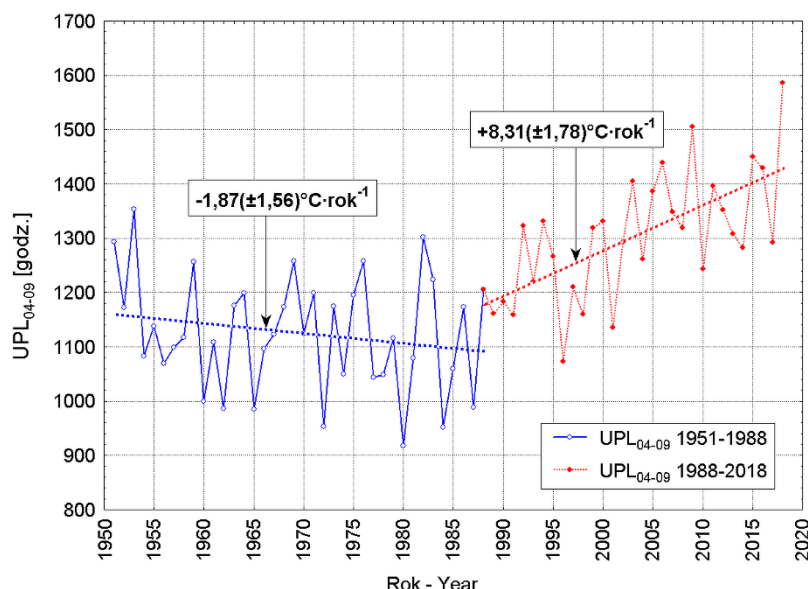
Source: author's own elaboration

D. Matuszko (2003), analizując przebieg zachmurzenia w Krakowie w latach 1906–2000, stwierdza zmniejszenie się frekwencji chmur Ns i St w ostatnich czterech dekadach tego okresu (1961–2000). Na takie właśnie zmiany struktury zachmurzenia zachodzące w latach 1966–2000 nad Polską wskazuje również E. Żmudzka (2007b; r. 2.2.3), stwierdzając spadek częstości występowania chmur warstwowych piętra niskiego i średniego, przy wzroście częstości występowania chmur piętra wysokiego. Podobnie J. Wibig (2008), analizując trendy zmian rodzajów chmur w okresie 1951–2000 w Łodzi, wykrywa występowanie ujemnych trendów liczby przypadków wystąpienia chmur St i Ns, a w przebiegu liczby przypadków chmur As występowanie ujemnego subtrendu w latach ~1980–2000. Takie zmiany zachmurzenia wyjaśniają pozornie paradoksalne zachowanie się trendów NPL_{RK} i UPL_{RK} po roku 1988.

Usłonecznienie, które obok temperatury powietrza, jest najsilniej zmieniającym się w ostatnim pięćdziesięcioleciu elementem klimatycznym, charakteryzuje się występowaniem silnego trendu dodatniego (Degirmendzić 2004; Koźmiński, Michalska 2005; Podstawczyńska 2007; Uscka-Kowalkowska i in. 2007; Matuszko, Piotrowicz 2018; Marsz, Styszyńska 2021c). Zachowanie się przebiegu UPL_{RK} jest w latach 1951–2018 bardzo podobne do przebiegu TPL_{RK} w tym samym okresie, a zmienność TPL_{RK} jest silnie powiązana ze zmiennością usłonecznienia rocznego ($r = 0,72$; $p < 0,001$). Przebieg UPL_{RK} w latach 1951–2018 również charakteryzuje się nieciągłością – ujawnia się w jego przebiegu „skok” przypadający na lata 1987–1989, po którym gwałtownie zwiększa się średnia wartość UPL_{RK} i zmienia reżim jej zmienności (Marsz i in. 2021a; Marsz, Styszyńska 2021c).

Średnia wartość UPL_{RK} w latach 1951–1988 jest równa 1515,6 godzin (min = 1247,7 godzin, max = 1847,8 godzin), w latach 1988–2018 te same wartości są równe 1737,0 godzin (min = 1507,1 godzin, max = 2074,8 godzin). W okresie 1951–1988 trend UPL_{RK} jest zerowy ($-2,76(\pm 1,88)$ godz·rok⁻¹, $p = 0,150$). W okresie 1988–2018 trend UPL_{RK} staje się dodatni, silny i statystycznie wysoce istotny ($+9,11(\pm 2,02)$ godz·rok⁻¹, $p < 0,001$).

Podobnie do UPL_{RK} kształtuje się usłonecznienie w okresie ciepłej pory roku (UPL_{04-09} ; ryc. 8), czyli tych miesięcy, w których w każdej dobie przeciętna długość dnia jest dłuższa od 12 godzin. Zmienność UPL_{04-09} objaśnia 89% wariancji UPL_{RK} i jest tak samo silnie jak UPL_{RK} powiązana z roczną obszarową temperaturą powietrza ($r = 0,71$).



Ryc. 8. Przebieg rocznego obszarowego usłonecznienia w okresie ciepłej pory roku (UPL_{04-09}) w latach 1951–2018. W ramkach oznaczone wartości trendów w pierwszym (1951–1988) i drugim okresie (1988–2018)

Źródło: opracowanie własne

Fig. 8. The course of the area-averaged annual sunshine duration during the warm season (UPL_{04-09}) over Poland in the years 1951–2018. Values of trends in the first (1951–1988) and the second (1988–2018) period marked in boxes

Source: author's own elaboration

Zmienność UPL_{04-09} objaśnia 49% wariancji TPL_{RK} , zmiana wartości UPL_{04-09} o jedną godzinę pociąga za sobą zmianę TPL_{RK} o $0,0046(\pm 0,0006)^{\circ}\text{C}$, a średniej obszarowej temperatury półroczia ciepłego o $0,0066(\pm 0,0005)^{\circ}\text{C}$. Ponieważ wartość UPL_{04-09} w latach 1988–2018 wzrosła z ~ 1180 do ~ 1410 godzin (patrz trend na ryc. 8), wkład zmiany UPL_{04-09} we wzrost rocznej temperatury obszarowej w tym okresie można szacować jako $\sim 1,0$ – $1,1^{\circ}\text{C}$. Wpływ ten realizuje się we wzroście temperatury miesięcy półroczia ciepłego. Zatem w zmianach zachmurzenia i usłonecznienia zachodzących między latami 1951 i 2018 znajduje się następny czynnik, którego działanie mogło się przyczynić do wzrostu temperatury powietrza nad Polską po 1988 roku.

OCENA DZIAŁANIA CZYNNIKÓW WPŁYWAJĄCYCH NA ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA NAD POLSKĄ

Czynniki, które doprowadziły do skokowego wzrostu temperatury powietrza

Wpływ rozpatrywanych w poprzednim rozdziale czynników na zmiany TPL_{RK} można ocenić tylko w okresie ostatnich 68 lat (1951–2018), gdyż tylko dla tego okresu istnieją dostępne dla autorów tej pracy dane charakteryzujące usłonecznienie nad Polską. Jest to jednak, jak można sądzić, okres wystarczająco długi, aby wyniki uzyskanych szacunków statystycznych można było uznać za miarodajne. Ocena

wpływu tych czynników na wzrost temperatury przeprowadzono za pomocą analizy regresji krokowej postępującej. W tej metodzie danymi wyjściowymi do obliczeń są szeregi czasowe zmiennej objaśnianej (y – zależnej) i zbiór n szeregów zmiennych objaśniających ($x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$; niezależnych).

Program obliczeniowy (tu StatisticaPL firmy StatSoft) spośród zmiennych wybiera zmienną niezależną (x_1), która objaśnia maksymalny odsetek wariancji zmiennej zależnej (y), a następnie dobiera kolejne, nieskorelowane lub najslabiej skorelowane ze sobą, zmienne ($x_2, x_3, \dots, x_n$), które wraz z wybraną zmienną (x_1) określają wspólnie maksymalny odsetek wariancji zmiennej y . W ten sposób program pozycjonuje poszczególne zmienne według ich malejącego znaczenia (stopnia objaśnienia wariancji zmiennej y). Jeśli zmienne x_n, x_{n+1} , objaśniają znikomo mały odsetek wariancji zmiennej zależnej („tolerancja” określana arbitralnie – zazwyczaj poniżej 1%), program odrzuca te zmienne. Takiego rodzaju algorytm obliczeniowy programu eliminuje możliwość wpływu prowadzącego obliczenia na ich wynik (poprzez tendencyjny dobór zmiennych niezależnych spośród zbioru danych przyjętych do analizy).

Program realizujący algorytm obliczeń regresji krokowej estymuje parametry równania – wyraz wolny i współczynniki regresji, oraz oblicza charakterystyki statystyczne równania – współczynnik korelacji wielokrotnej (R), współczynnik determinacji (R^2), poprawiony na liczbę stopni swobody współczynnik determinacji ($\text{adj.}R^2$), błąd standardowy estymacji zmiennej niezależnej (BSE) oraz błędy standardowe wyrazu wolnego i współczynników regresji, a także wartości testów istotności statystycznych – test F oraz testy t .

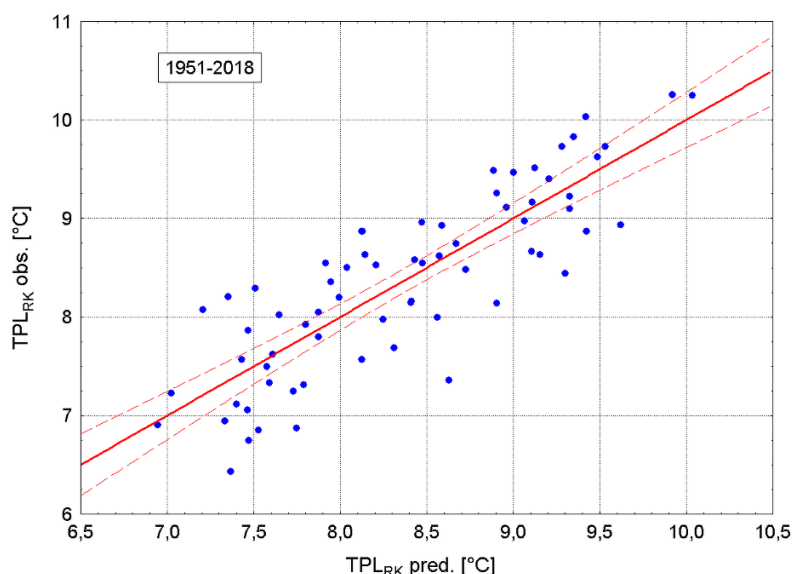
Aby procedura obliczeniowa była prawidłowa, zależności między zmienną zależną i zmiennymi niezależnymi powinny być liniowe lub nieznacznie tylko odbiegać od liniowych. Dla traktowania równania jako stabilnego, na jedną zmienną objaśniającą (niezależną) w równaniu finalnym powinno przypadać nie mniej niż 10 przypadków. Wobec tego, że analizę prowadzi się dla szeregów z lat 1951–2018 (68 lat), w równaniu powinno znaleźć się nie więcej niż 6 zmiennych objaśniających. Gdyby okazało się, że program wprowadził ich więcej, to nawet wtedy, gdy oszacowanie ich współczynników regresji było istotne, pozostałe należy odrzucić. W przeprowadzonej analizie, polegającej na utworzeniu modelu (równania regresji wielokrotnej), który objaśnia maksimum wariancji TPL_{RK} (y) zmiennymi niezależnymi (objaśniającymi; $x_1, x_2, x_3, \dots$) jest 7 zmiennych: TSI , A_S , ΔF , NAO_H , NPL_{RK} , UPL_{RK} i UPL_{04-09} .

Wyniki analizy w pierwszym etapie obliczeniowym dały równanie zawierające 4 zmienne objaśniające (wymienione w kolejności): UPL_{04-09} , NAO_H , ΔF oraz TSI . Zmienne A_S i N_{RK} jako niewywierające wpływu (wspólnie z innymi zmiennymi) na zmienność TPL_{RK} zostały odrzucone przez procedurę obliczeniową. Zmienna UPL_{RK} jest bardzo silnie skorelowana z UPL_{04-09} (redundancja) i również została odrzucona przez program, który w równaniu pozostawił zmienną UPL_{04-09} , objaśniającą nieco większy (na poziomie setnych) odsetek wariancji TPL_{RK} niż zmienna UPL_{RK} .

Wobec tego, że oszacowanie wartości wyrazu wolnego i współczynnika regresji stojącego przed TSI w równaniu było statystycznie nieistotne ($p = 0,084$), a zmienność TSI objaśniała nieco mniej niż 2% wariancji TPL_{RK} , zmienną tą arbitralnie wyeliminowano z równania i ponownie obliczono parametry równania z 3 zmiennymi niezależnymi. Równanie takie przybiera postać:

$$\text{TPL}_{\text{RK}} = 4,104(\pm 0,579) + 0,003(\pm 0,001) \cdot \text{UPL}_{04-09} + 0,178(\pm 0,029) \cdot \text{NAO}_\text{H} + 0,391(\pm 0,175) \cdot \Delta\text{F}, \quad [2]$$

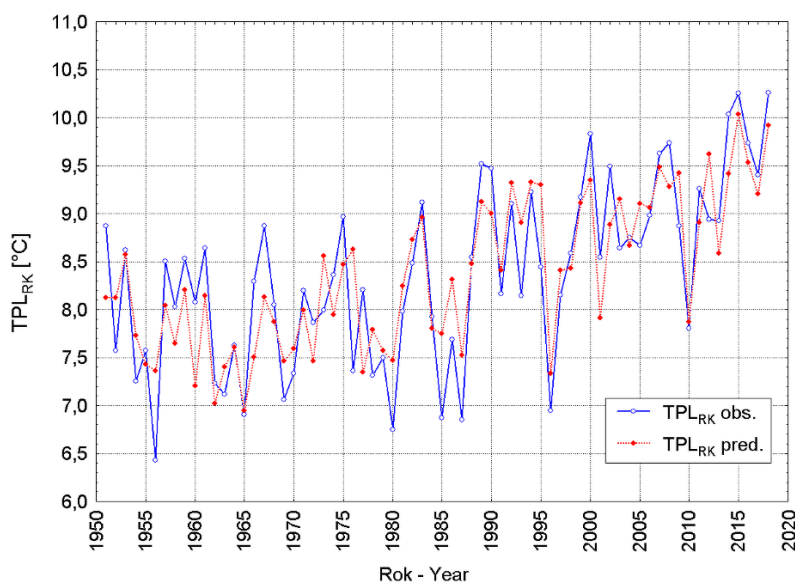
a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0,85$, $R^2 = 0,702$, $\text{BSE} = 0,50$. Równanie objaśnia ($\text{adj.}R^2 \cdot 100\%$) 70% wariancji TPL_{RK} w okresie 1951–2018. Jest ono wysoce istotne ($F(3,64) = 53,59$; $p < 0,001$), wyraz wolny i wszystkie współczynniki regresji są statystycznie istotne (tab. 1). Wykres rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą równania [2] względem obserwowanych wartości TPL_{RK} przedstawia ryc. 9, a przebieg obserwowanych i estymowanych wartości TPL_{RK} – ryc. 10.



Ryc. 9. Wartości TPL_{RK} przewidywane za pomocą równania [2] względem obserwowanych.
Linia przerywaną oznaczono 99% przedział ufności
Źródło: opracowanie własne

Fig. 9. The predicted from equation [2] values of TPL_{RK} in relation to the observed values.
The dotted line indicates 99% confidence interval
Source: author's own elaboration

Zależność między TPL_{RK} estymowaną za pomocą równania [2] i obserwowaną charakteryzuje się dobrą liniowością (ryc. 9) i jest stosunkowo ścisła; BSE jest równa 0,50. Analiza reszt wykazuje jednak, że występują dwa punkty odstające zmniejszające siłę związku. Są to lata 1956 i 1976, w których reszty są bliskie wartości 1 deg (-0,93 i -1,27 odpowiednio). W tych latach wystąpiły silnie odbiegające od przeciętnych warunki cyrkulacyjne. Poza tym analiza reszt wykazuje, że w przebiegu ich wartości nie występuje trend, a rozkład reszt jest rozkładem normalnym.



Ryc. 10. Przebieg wartości rocznej temperatury obszarowej nad Polską obserwowanej (TPL_{RK} obs.) i estymowanej za pomocą równania [2] (TPL_{RK} pred.)

Fig. 10. The courses of the observed (TPL_{RK} obs.) and predicted from equation [2] (TPL_{RK} pred.) values of the area-averaged annual air temperature over Poland
Source: author's own elaboration

Przebieg wartości obserwowanych i estymowanych (ryc. 10) wykazuje, że poza dwoma przypadkami (rok 1976 i 1977) zmiany obu wartości są zgodne w fazie, a sam przebieg wartości estymowanych dobrze odtwarza charakter zmienności TPL_{RK} . W przebiegu wartości estymowanych wyraźnie rysuje się „skok” wartości TPL_{RK} między latami 1987 a 1989, co dowodzi, że zmienność usłonecznienia okresu ciepłej pory roku i zimowego NAO są przyczyną występującej w tych latach nieciągłości w charakterze przebiegu TPL_{RK} . Analiza wariancji (tab. 1) wyjaśnia udział poszczególnych zmiennych w kształtowaniu zmienności TPL_{RK} .

Tabela 1. Udział poszczególnych zmiennych w objaśnieniu wariancji rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską (TPL_{RK}) i istotność oszacowania współczynników regresji w równaniu [2]. Podsumowanie regresji krokowej

Table 1. The share of individual variables in explaining the variance of the area-averaged annual air temperature over Poland (TPL_{RK}) and the significance of the estimation of regression coefficients in the equation [2]. Stepwise Regression Summary

Krok obliczeniowy <i>Calculation step</i>	Zmienna <i>Variable</i>	Wartość R <i>Value of R</i>	Wartość R^2 <i>Value of R^2</i>	Przyrost R^2 <i>Increment of R^2</i>	p (istotność oszacowania) <i>p (statistical significance)</i>
1	UPL_{04-09}	0,7086	0,5021	0,5021	$<<0,001$
2	NAO_H	0,8224	0,6929	0,1908	$<<0,001$
3	ΔF	0,8457	0,7153	0,0223	0,029

Źródło: opracowanie własne
Source: author's own elaboration

Największy odsetek (50%) wariancji TPL_{RK} w latach 1951–2018 objaśnia zmienność obszarowego usłonecznienia półroczia ciepłego (UPL_{04-09}). Ten czynnik siłą rzeczy wpływa wyłącznie na zmienność temperatury tego półroczia. Zmienność zimowego, stacyjnego indeksu NAO Hurrella objaśnia ~19% wariancji TPL_{RK} . Wpływ NAO_H na przebieg temperatury rocznej realizuje się głównie poprzez regulację temperatury powietrza w pierwszym kwartale (styczeń-marzec). Wymuszenie radiacyjne (ΔF) objaśnia zaledwie około 2% (dokładnie 2,2%) wariancji temperatury rocznej. Porównanie wartości TPL_{RK} estymowanych przez równanie regresji z 3 zmiennymi niezależnymi (równanie [2]) z wartościami TPL_{RK} estymowanych z równania z dwoma zmiennymi niezależnymi, w którym TPL_{RK} jest funkcją liniową tylko UPL_{04-09} i NAO_H wykazuje, że wymuszenie radiacyjne w równaniu [2] nieznacznie zwiększa wartość trendu TPL_{RK} (o $0,0081^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), nie wpływając na przebieg zmienności międzyrocznej TPL_{RK} i w żadnym stopniu na pojawienie się w jej przebiegu nieciągłości w latach 1987–1989.

Dyskusja wyników analizy

Uzyskane wyniki wyjaśniają stwierdzone przez R. Wójcika i M. Miętusa (2012, 2014) „niedoszacowanie” wzrostu temperatury lata przez model cyrkulacyjny i zmianę roli temperatury zimy i lata w okresach 1951–2000 i 2000–2010 w kreowaniu procesu ocieplenia nad Polską. Postępujące spowolnienie wzrostu temperatury miesięcy zimowych od lat 1989–1995 stanowi efekt zmniejszania się po tym okresie wartości zimowego indeksu NAO (patrz ryc. 6). Systematyczny wzrost czasu operacji Słońca w okresie ciepłej pory roku (UPL_{04-09}), jaki następuje po roku 1988 (patrz ryc. 8) stanowi przyczynę szybkiego i silnego wzrostu temperatury miesięcy letnich, zwłaszcza lipca i sierpnia (Marsz, Styszyńska 2019). W rezultacie, już po latach 1998–2000 wpływ zmian temperatury lata staje się bardziej znaczący dla kształtowania wartości temperatury rocznej nad Polską niż zmienność temperatury zimy.

Przeprowadzone analizy wykazały, że wyłonione przez procedurę obliczeniową regresji krokowej trzy zmienne objaśniają wspólnie 70% wariancji rocznej obszarowej temperatury nad Polską w okresie 1951–2018. Na łączny wpływ wszystkich innych czynników nieuwzględnionych w analizie oraz ewentualne szumy (niedokładności danych) pozostaje około 30% nieobjaśnionej wariancji.

Najważniejszymi czynnikami kształtującymi przebieg TPL_{RK} jest zmienność usłonecznienia i charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Oba te czynniki przyczyniają się do powiększania się zasobów ciepła w atmosferze. Zachowanie się usłonecznienia w okresie miesięcy długiego dnia oraz zimowego indeksu NAO w okresie 1951–2018 stanowią przyczynę zmiany w latach 1987–1989 reżimu zmienności TPL_{RK} i pojawienia się w tym przebiegu silnego, istotnego statystycznie trendu dodatniego. Zarówno zmiany cyrkulacji atmosferycznej, jak i powodowane przez nią zmiany zachmurzenia i usłonecznienia stanowią przejawy wewnętrznej zmienności systemu klimatycznego. Wpływ wymuszenia radiacyjnego, będącego konsekwencją wzrostu CO_2 w atmosferze, na przebieg TPL_{RK} w tym okresie jest marginalny, gdyż objaśnia około 2% wariancji rocznej temperatury obszarowej poprzez nieznaczne zwiększenie wartości trendu temperatury. Można tu dodać, że bardzo podobne wyniki do przedstawionych w tej pracy, wskazujące na wspólne oddziaływanie zmian usłonecznienia i cyrkulacji atmosferycznej jako przyczynę wystąpienia wzrostu temperatury w Szwajcarii, przedstawili ostatnio S.C. Scherrer i M. Begert (2019).

Taki rozkład objaśnienia wariancji rocznej temperatury powietrza nad Polską wskazuje, że główną przyczyną jej wzrostu jest wewnętrzna dynamika systemu klimatycznego, a nie antropogeniczne globalne ocieplenie, powodowane przez wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze. Wynika stąd, że wpływ wzrastającej koncentracji CO_2 w atmosferze na wzrost temperatury powietrza jest zdecydowanie przeceniany, a znaczenie wewnętrznej zmienności klimatu równie zdecydowanie niedoceniane (patrz IPCC 2007, 2013).

Dalszą, najistotniejszą dla zrozumienia rzeczywistych przyczyn postępującego ocieplenia kwestią jest wyjaśnienie, jakie procesy doprowadziły do zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej oraz sterowanych przez nią zmian zachmurzenia i usłonecznienia w latach 1987–1989.

PRZYZYNY WYSTĄPIENIA NIECIĄGŁOŚCI W PRZEBIEGU TEMPERATURY POWIETRZA NAD POLSKĄ I EUROPĄ

Przedstawione w poprzednim rozdziale wyniki, może i zaskakujące, wymagają obszerniejszej interpretacji i komentarza. Zmianie reżimu przebiegu temperatury nad Polską towarzyszy zmiana reżimu zachmurzenia i usłonecznienia. Podobne zmiany reżimu usłonecznienia zaszły w tym samym czasie nad rozległymi obszarami Europy (Marsz i in. 2021b). Roczne wartości temperatury powietrza i usłonecznienia wykroczyły poza zakres 30-letniej normy klimatycznej dla okresu 1961–1990 i 50-letniej normy dla okresu 1931–1980. Zgodnie z definicją klimatu A.S. Monina (1982) pozwala to na jednoznaczne stwierdzenie, że między 1987 i 1989 rokiem doszło do zmiany klimatu, przy czym zmiana ta nastąpiła gwałtownie. Powstaje problem jakie są przyczyny tej zmiany i działanie jakich procesów do niej doprowadziło.

Warunki makrocyrkulacyjne

Występowanie w równaniu [2] wyjaśniającym zmienność TPL_{RK} , zmiennej NAO_H wskazuje bezpośrednio na cyrkulację atmosferyczną jako jedną z przyczyn następującego ocieplenia. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie zmian zachmurzenia nad Polską, regulujących następnie usłonecznienie, jest oczywisty i omawiany w wielu pracach (m.in. Degirmendzić 2004; Żmudzka 2004, 2007a, 2007b; Matuszko 2009; Uscka-Kowalkowska i in. 2015).

Najważniejszym procesem cyrkulacyjnym w szerokościach umiarkowanych jest cyrkulacja środkowotroposferyczna (~ 500 hPa), sterująca procesami cyrkulacyjnymi w dolnej troposferze (Fortak 1971). Kształtujący ją układ fal długich (fal Rossby'ego), prądu strumieniowego oraz górnych klinów i górnych zatok tworzy spójny i nierozzerwalnie ze sobą połączony system, rotujący z określoną prędkością, zależną od południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze, z zachodu na wschód. Fale długie w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym wykazują w trakcie ich

ewolucji pewnego rodzaju powtarzalność pod względem ich długości, amplitudy oraz położenia osi górnych klinów i górnych zatok. Te cechy stanowią podstawę klasyfikacji ułożenia fal długich (Wangengejm 1952; Girs 1964). Klasyfikacja Wangengejma-Girsa wyróżnia trzy ich postaci, nazywane „elementarnymi procesami synoptycznymi” albo „makrotypami” – W, E oraz C. Schemat rozkładu przestrzennego górnych klinów i górnych zatok przy wystąpieniu poszczególnych makrotypów według klasyfikacji Wangengejma-Girsa przedstawiany jest w licznych pracach i podręcznikach (np. ryc. 5.9 w pracy Kożuchowskiego 2011, także Kożuchowski 1993; Marosz, Kożuchowski 2019).

Roczna frekwencja poszczególnych makrotypów wykazuje długookresową zmienność, tworząc okresy, w których struktura makrotypów (wzajemne stosunki frekwencji poszczególnych makrotypów) wykazuje pewne cechy względnej stałości (Girs, Kondratovich 1978; Degirmendzić i in. 2000b, Kożuchowski, Degirmendzić 2018; Degirmendzić, Kożuchowski 2019). W każdym z tych okresów, noszących nazwę „epok cyrkulacyjnych” (Girs 1974), struktura roczna frekwencji makrotypów jest różna od struktury występującej w okresie poprzednim i następnym. A.I. Savichev i in. (2015), drogą analizy anomalii struktury frekwencji makrotypów, wyróżnili w latach 1949–2014 następujące epoki cyrkulacyjne:

1949–1965 (epoka E + C) → 1966–1989 (epoka E) → 1990–2014 (epoka W),

przy czym ostatnia epoka W trwała⁵ z całą pewnością jeszcze w roku 2018. Moment zmiany stanu klimatu przypada na lata 1987–1989, czyli następuje bezpośrednio w momencie przejścia epoki cyrkulacyjnej E w ostatnią epokę cyrkulacyjną W.

Z występowaniem każdego z makrotypów powiązane jest pojawianie się grupy kilku charakterystycznych postaci (typów) dolnego pola barycznego (SLP), albo inaczej sytuacji synoptycznych. Przykładem takich sytuacji synoptycznych mogą być „typy cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), stanowiące pewnego rodzaju „wzorce” rozkładu pola barycznego w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Z każdym z makrotypów związana jest grupa określonych „typów cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein. Z makrotypem W związane jest wystąpienie typów cyrkulacji A, CB, D, C2D i D2C, z makrotypem E – typów B, F, E0, E1 i BE, a z makrotypem C – typów E2C, E i G (Kożuchowski 1993; Marsz 2005, 2012).

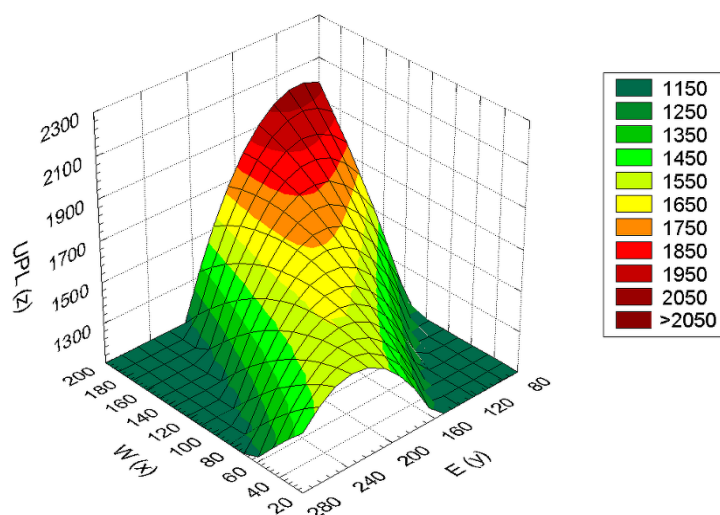
Z wystąpieniem w czasie danej doby, w określonej porze roku, konkretnego typu cyrkulacji B. Osuchowskiej-Klein powiązany jest również określony typ pogody występującej nad danym obszarem, dla której jest charakterystyczny zbiór opisujących jej stan elementów meteorologicznych (np. Dubicka 1994; Adamczyk 1996; Wawer 1998; Mrugała 2000/2001; Boryczka i in. 2001, 2002, 2003; Kirschenstein 2003, 2004; Baranowski 2008; Szyga-Pluta 2015). Ten czynnik powoduje, że dzięki istnieniu relacji przechodniej, występują bezpośrednie związki między frekwencją poszczególnych makrotypów i niektórymi elementami meteorologicznymi oraz wskaźnikami cyrkulacyjnymi. Przykładowo, między usłonecznieniem, którego opisana poprzednio zmienność wpływa silnie na zmienność temperatury w Polsce i frekwencją makrotypów W oraz E kształtuje się bezpośredni silny związek, objaśniający około 60% wariancji UPL_{RK} (ryc. 11). Z przedstawionej na tej rycinie zależności wynika jednoznacznie, że wraz ze wzrostem rocznej frekwencji makrotypu W i jednoczesnym spadkiem frekwencji makrotypu E, roczna suma godzin usłonecznienia nad Polską rośnie.

Bardzo silne związki występują także między frekwencją makrotypów W oraz E w okresie „rozszerzonej zimy” (grudzień-marzec) i wartościami zimowego, stacyjnego oraz PC-based, indeksu NAO Hurrella (Marsz 2019). Współczynniki korelacji między zimowym indeksem NAO (PC-based) i frekwencją poszczególnych makrotypów wynoszą: 0,68 (W), -0,52 (E) – oba związki $p < 0,001$ oraz -0,13 (C; korelacja nieistotna). W okresie danej zimy, im frekwencja makrotypu W jest większa, tym większe stają się zimowe indeksy NAO. Z kolei wartość występującego w okresie zimowym

⁵ Rok 2014 był ostatnim rokiem analizy szeregu frekwencji makrotypów przez A.I. Savicheva i in. (2015) Analiza struktury frekwencji makrotypów do roku 2021 dokonana przez autorów wskazuje, że epoka W trwała jeszcze w roku 2020.

indeksu NAO bardzo silnie wpływa na temperaturę powietrza i słabiej na wartości niektórych innych elementów klimatycznych⁶. Tak więc obie zmienne sterujące w równaniu [2] zmianami TP_{LK} – UPL_{04-09} i NAO_H zależne są od frekwencji makrotypów i muszą zmieniać się wraz ze zmianami epok cyrkulacyjnych. Przebieg anomalii frekwencji makrotypów w okresie 1951–2018, z oznaczonymi granicami epok cyrkulacyjnych, przedstawia ryc. 12.

$$z = -3286,637 + 27,973 \cdot x + 38,711 \cdot y - 0,027 \cdot x^2 - 0,116 \cdot x \cdot y - 0,077 \cdot y^2$$



Ryc. 11. Związek między frekwencją roczną makrotypów (dni) W (x; dni) oraz E (y; dni) i rocznym usłonecznieniem obszarowym UPL (z; godziny) nad Polską w latach 1951–2018

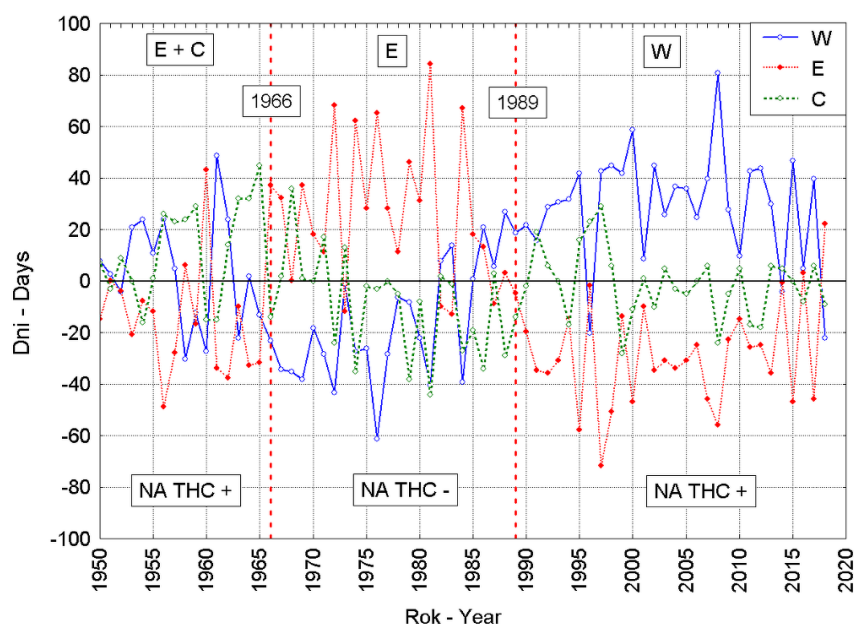
Źródło: opracowanie własne

Fig. 11. Relationship between the annual frequency of the W (x; days) and E (y; days) macro-types and the area-averaged annual sunshine duration over Poland of UPL (z; hours) in the years 1951–2018

Source: author's own elaboration

Śledząc przebieg anomalii rocznych makrotypów zauważyć można, że od roku 1966 frekwencja makrotypu E przekroczyła stan średni wieloletni i względnie trwale dominowała, tworząc epokę cyrkulacyjną E. W tej epoce frekwencja makrotypów W oraz C była wyraźnie zmniejszona w stosunku do ich średniej wieloletniej częstości występowania. W końcowej fazie tej epoki frekwencja makrotypu E zaczęła się zmniejszać i w roku 1987 frekwencja wszystkich makrotypów – W, E i C – osiągnęła wartości zbliżone do średnich wieloletnich (anomalie zbliżone do zera). W 1988 roku wzrosła wartość anomalii makrotypu W, wartość anomalii frekwencji makrotypu E spadła niemal do zera, by od 1989 roku utrzymała się zwiększona frekwencja makrotypu W. Na ten moment A.I. Savichev i in. (2015) wyznaczają początek epoki cyrkulacyjnej W, w której względnie trwale utrzymuje się dominacja makrotypu W, przy silnym spadku frekwencji makrotypu E i wahaniach frekwencji makrotypu C wokół wartości zerowej, z tendencją do utrzymywania średniej wartości anomalii makrotypu C poniżej zera. Tym samym, wraz z przejściem z epoki cyrkulacyjnej E do W zmniejszyła się częstość występowania sytuacji barycznych podobnych do typów cyrkulacji B, F, E0, E1 oraz B. Osuchowskiej-Klein, związanych z makrotypem E, a na ich miejsce weszły sytuacje baryczne podobne do typów cyrkulacji A, D, C2D i D2C, gdy frekwencja typów cyrkulacji związanych z makrotypem C (E2C, E i G) oscylowała wokół średniej wieloletniej ich wartości.

⁶ Niektóre z tych związków występują z opóźnieniem czasowym w stosunku do zmienności NAO (indeks NAO PC-based), na przykład sumy opadów nad Polską notowane po zimie z dodatnią wartością indeksu, w maju i sierpniu są wyraźnie niższe od przeciętnych ($r = -0,34$ i $-0,48$ odpowiednio). Również zachmurzenie ogólne w tych miesiącach jest nieco niższe od przeciętnego ($r = -0,38$ w obu miesiącach) – Marsz i Styszyńska 2021a.



Ryc. 12. Przebieg anomalii rocznych (liczba dni w roku) częstości makrotypów W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w latach 1951–2015. Anomalie obliczone względem średnich z lat 1951–2000. Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych według A.I. Savicheva i in. (2015). Oznaczenia epok – ramka w górnej części ryciny. W ramkach w dolnej części ryciny oznaczenie faz północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC)

Źródło: opracowanie własne

Fig. 12. The course of annual anomalies (number of days in a year) of the frequency of macro-types W, E and C according to the Wangengejm-Girs classification in 1951–2015. Anomalies computed against averages from the years 1951–2015. Vertical dashed lines – the boundaries of the circulation epochs according to A.I. Savichev et al. (2015). Marks of the epochs – the box in the upper part of the figure. In the boxes in the lower part of the figure, the North Atlantic thermohaline circulation (NA THC) phases

Source: author's own elaboration

Oznacza to, że wraz z przejściem od epoki E do W doszło do zasadniczej zmiany w strukturze pogód, wymuszając tym samym zmianę elementów meteorologicznych, z których następnie oblicza się wartości elementów klimatycznych. Zmieniły się zarówno wartości usłonecznienia i ich trend, jak i wartości zimowych indeksów NAO, powodując wzrost temperatury miesięcy zimowych. Wyjaśnia to, że przyczyną zmiany klimatu między rokiem 1987 a 1989 była zmiana warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, radykalnie zmieniająca strukturę występujących pogód między okresami 1951–1988 i 1989–2018.

Funkcjonowanie systemu ocean-atmosfera a zmiana warunków makrocyrkulacyjnych

Jest naturalnym postawienie następnego problemu – jakie czynniki stały się przyczyną zmiany warunków makrocyrkulacyjnych? Pełnego omówienia hipotez stawianych jako przyczyny zmian epok cyrkulacyjnych nie będzie się tutaj przedstawiać. Znaleźć je można w obszernej literaturze przedmiotu. Warto tylko wymienić niektóre z nich: zmiany środka ciężkości Układu Słonecznego, zmiany grawitacyjne uwarunkowane przez wzajemną konfigurację planet, zmiany aktywności Słońca i aktywności geomagnetycznej, zmiany prędkości obrotowej Ziemi, nutacja, etc. (Girs, Kondratovich 1978; Dimitriev i in. 2018).

Liczby falowe fal długich i warunki ich stabilności zależą od rozkładu prędkości wiatru strefowego w funkcji długości geograficznej, a ta uzależniona jest od rozkładu południkowych gradientów temperatury w środkowej troposferze w szerokościach 30–60°N (średnia 45°N; Fortak 1971). Za-

tem, zamiast rozpatrywania wpływu dość egzotycznych czynników mających stanowić przyczynę zmian epok cyrkulacyjnych, należy zwrócić uwagę na ten właśnie zespół czynników, bezpośrednio związanych z mechaniką cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Południkowe gradienty termiczne w środkowej troposferze kształtowane są przez źródła ciepła w podłożu troposfery, z których strumienie ciepła ogrzewają środkową troposferę. Rozmiary tych źródeł ciepła muszą być odpowiednio duże, współmierne co najmniej z $\frac{1}{4}$ długości fali, a czas ich działania musi być również odpowiednio długi (miesiące do lat). Obszary lądowe, charakteryzujące się małym ciepłem właściwym i niezmiennymi w funkcji czasu właściwościami podłoża, poza oddziaływaniami sezonowymi nie wprowadzają zmian w rozmiarach strumieni ciepła do atmosfery. Pewne wyjątkowe odstępstwa od tej reguły omawia H.H. Lamb (1972, rozdz. 10).

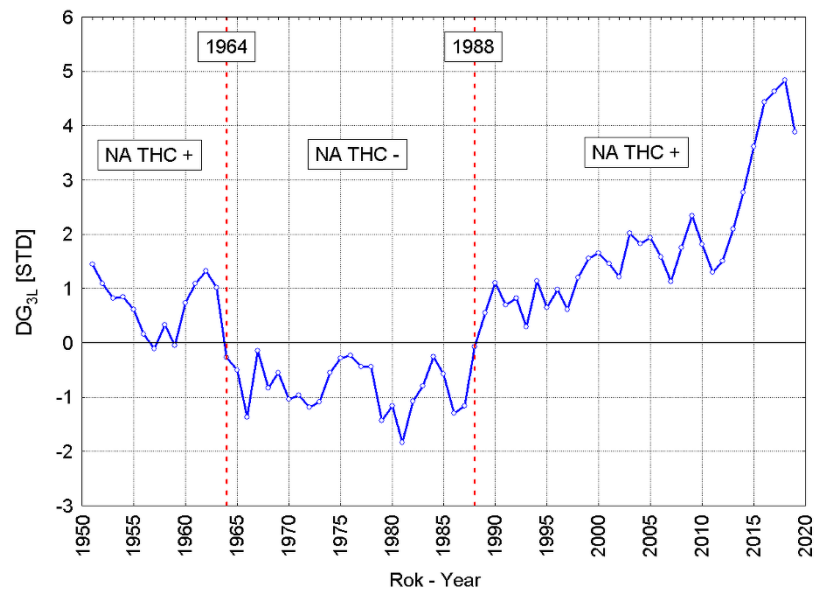
Zupełnie inaczej jest na obszarach oceanicznych, gdzie ze względu na pionowe i poziome ruchy mas wód, na akwenach o danym położeniu, w wodach mogą okresowo występować znaczne nadwyżki ciepła w stosunku do ilości ciepła pochodzącego z akumulacji promieniowania słonecznego (okresowo – niedobory ciepła), różnicując w przestrzeni i czasie rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery. Dynamika oceanu, która wykazuje zmienność o różnej skali czasowej, aktywnie wpływa na stan termiczny powierzchni oceanu, w tym na położenie źródeł ciepła oraz na rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery z poszczególnych akwenów. Tym samym dynamika oceanu wprowadza do pola temperatury w środkowej troposferze oprócz naturalnej zmienności sezonowej dodatkową zmienność południkowych gradientów termicznych. Wpływa to w istotny sposób na przebieg cyrkulacji środkowotroposferycznej, w tym i na frekwencję makrotypów.

Temperatura powierzchni oceanu (SST) wykazuje na Atlantyku Północnym znaczną zmienność. Długookresową zmienność SST reguluje cyrkulacja termohalinowa (Broecker 1991; Kushnir 1994), wprowadzając tym samym zróżnicowanie w położeniu strumieni ciepła z oceanu do atmosfery oraz ich intensywności (np. Delworth, Greatbatch 2000). Zmienność ilości ciepła transportowanego wraz z wodami przez północnoatlantycką cyrkulację termohalinową (NA THC) charakteryzuje wskaźnik określony akronimem DG_{3L} (Marsz 2015). Znak i wartość tego wskaźnika wskazuje, czy transport ciepła na północ, wraz transportem wód, był odpowiednio większy⁷ lub mniejszy od przeciętnej. Przebieg wskaźnika DG_{3L} (ryc. 13) wykazuje istnienie w nim multidekadowej zmienności, przejawiającej się w występowaniu okresów zwiększonej intensywności transportu ciepła przez NA THC (fazy dodatnie NA THC) i okresów zmniejszenia tej intensywności względem przeciętnej (ujemne fazy NA THC)⁸.

Wraz z długookresowymi zmianami wartości wskaźnika DG_{3L} , a tym samym i zmianami faz NA THC, dochodzi do wielkoskalowych zmian rocznej SST na niemal całej powierzchni północnego Atlantyku. Geograficzny rozkład tych zmian jest związany z dynamiką wód. Siła i istotność statystyczna związków między wskaźnikiem DG_{3L} i roczną SST jest największa na szlaku od Morza Sargassowego, następnie wzdłuż ciepłych prądów: Golsztromu, Północnoatlantyckiego, Atlantycko-Norweskiego, Zachodniospitsbergeńskiego i Murmańskiego (ryc. 14). Pozwala to uważać, że wskaźnik DG_{3L} zawiera w sobie zarówno informację o ilości ciepła transportowanego przez NA THC, jak i – w postaci niejawnej – o przestrzennym rozkładzie ciepła w wodach N Atlantyku między 20 a 70°N.

⁷ Względem średniej ze stulecia 1901–2000. Wartość wskaźnika DG_{3L} jest wartością standaryzowaną, a sam wskaźnik obliczany jest z wartości SST z lutego, sierpnia i września (średnia arytmetyczna) z trzech kolejnych lat (roku bieżącego, poprzedzającego i sprzed 2 lat), z odpowiednimi wagami dla każdego roku. Wartości SST pochodzą z powierzchni o współrzędnych 37–39°N, 55–57°W. Pełne uzasadnienie fizyczne konstrukcji wskaźnika i sposobu jego obliczania omówione są w pracy A.A. Marsza (2015) jako załącznik 1.

⁸ Występowanie tego rodzaju zmienności NA THC obserwuje się od roku 1856, czyli od momentu, w którym istniejące dane pozwalają obliczyć wartość wskaźnika DG_{3L} . Badania oparte na danych proxy wykazują istnienie podobnych zmian intensywności NA THC w ciągu całego holocenu (np. Keigwin, Boyle 2000).

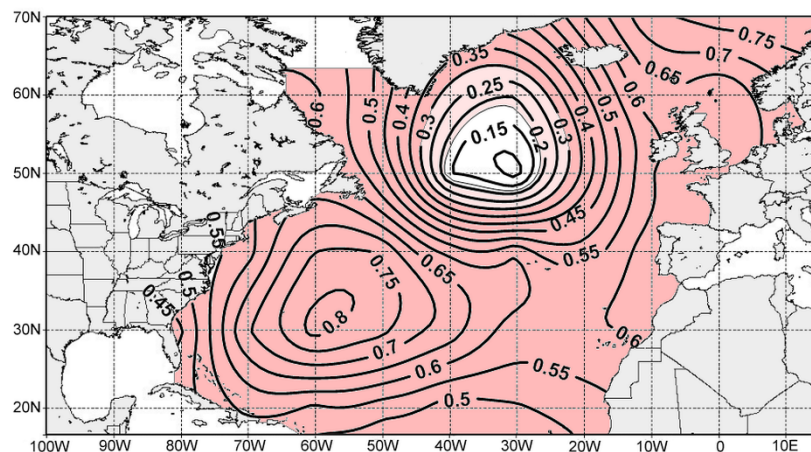


Ryc. 13. Przebieg wartości wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego zmiany natężenia NA THC w latach 1951–2019. Zaznaczone okresy przejścia NA THC z fazy pozytywnej do negatywnej i na odwrót (pionowe linie przerywane). Granice faz wyznacza przejście wartości wskaźnika przez zero i utrzymywanie się takiego stanu (znaki dodatnie lub ujemne) przez więcej niż trzy kolejne lata

Źródło: opracowanie własne

Fig. 13. Course of the DG_{3L} index, characterizing changes in the intensity of the NA THC in the years 1951–2019. Marked periods of NA THC transition from positive to negative phases and vice versa (vertical dashed lines). The boundaries of the phases are determined by the crossing of the indicator's value through zero and the maintenance of such a state (positive or negative signs) for more than three consecutive years

Source: author's own elaboration



Ryc. 14. Mapa izokorelat między wartościami wskaźnika DG_{3L} i roczną SST na Atlantyku Północnym w latach 1951–2020. Rozdzielczość przestrzenna SST $10 \times 10^\circ$. Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasnoróżową, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) – ciemnoróżową

Źródło: opracowanie własne

Fig. 14. Map of isocorrelates between the DG_{3L} index and the annual SST in the North Atlantic in the years 1951–2020. Spatial resolution SST $10 \times 10^\circ$. Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light pink, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark pink

Source: author's own elaboration

Między przebiegiem wskaźnika DG_{3L} i roczną frekwencją makrotypów W oraz E zachodzą istotne statystycznie związki, których nie stwierdzono z roczną frekwencją makrotypu C. Wartość współczynnika korelacji między DG_{3L} i roczną frekwencją makrotypu W jest równa +0,55 ($p < 0,001$), z roczną frekwencją makrotypu E jest równa -0,51 ($p < 0,001$). Oznacza to, że zmiana intensywności NA THC pociąga za sobą jednoczesne zmiany frekwencji obu tych makrotypów. Wzrost DG_{3L} skutkuje wzrostem rocznej frekwencji makrotypu W i spadkiem w tym samym czasie rocznej frekwencji makrotypu E. Analiza regresji wykazuje, że zmiana wartości wskaźnika DG_{3L} o 1 jednostkę wymusza zmianę frekwencji obu makrotypów o taką samą wartość – około $14(\pm 3)$ doby w roku, stosownie do znaku zmiany wskaźnika i znaku związku między DG_{3L} i frekwencją danego makrotypu. Przy zakresie zmian wartości wskaźnika DG_{3L} w latach 1951–2018 od wartości -2 do +4 daje to zmiany frekwencji makrotypów W oraz E w stosunku do ich frekwencji średniej wieloletniej w granicach $84(\pm 4)$ doby w roku.

Sterowanie zmianami frekwencji makrotypów W (cyrkulacja strefowa) oraz E (silna cyrkulacja południkowa) przez zmiany intensywności północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC) powoduje, że zmiany faz NA THC pociągają za sobą, z bardzo dobrym przybliżeniem w czasie, zmiany epok cyrkulacyjnych. Porównując momenty zmian epok cyrkulacyjnych (ryc. 12) z momentami zmian faz NA THC (ryc. 13), nietrudno zauważyć, że zmiany faz NA THC są równoczesne ze zmianami epok cyrkulacyjnych (ryc. 12) lub wyprzedzają w czasie o rok lub dwa lata zmianę epok cyrkulacyjnych. Mając na względzie przedstawione związki między roczną frekwencją makrotypów W oraz E i wartościami wskaźnika DG_{3L} , można postawić tezę, że przyczyną zmian epok cyrkulacyjnych są zmiany faz NA THC, regulujące długookresową zmienność strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, a tym samym i rozkład południkowych gradientów temperatury w środkowej troposferze.

Zmienność wskaźnika DG_{3L} wykazuje związki nie tylko z frekwencją makrotypów W oraz E, ale również bezpośrednio z roczną częstością występowania poszczególnych „typów cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein (tab. 2). Ze względu na to, że „kalendarz” typów cyrkulacji B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991) kończy się na roku 1990, przedstawia się korelacje z okresu 1951–1990 (40 lat), które można traktować jako reprezentatywną próbę.

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją roczną „typów cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein w latach 1951–1990. Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie ($p < 0,05$) pogrubiono

Table 2. Values of linear correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the DG_{3L} index and the annual frequency of B. Osuchowska-Klein's 'circulation types' in the years 1951–1990. Values of correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold

	„Typy cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein / B. Osuchowska-Klein's 'circulation types'												
	A	CB	D	B	F	C2D	D2C	G	E2C	E0	E	E1	BE
r	0,48	-0,42	0,32	-0,30	-0,23	0,56	0,41	-0,42	0,12	-0,19	-0,48	0,02	-0,33
p	0,002	0,007	0,045	0,059	0,156	0,001	0,009	0,007	0,464	0,243	0,002	0,880	0,040

Źródło: opracowanie własne

Source: author's own elaboration

Wartości podane w tabeli 2 wskazują, że wraz ze wzrostem wartości wskaźnika DG_{3L} wzrasta frekwencja typów cyrkulacji A, D, C2D oraz D2C i jednocześnie maleje frekwencja typów CB, G, E i BE. Ujawniają się tutaj również dwa ciekawe przypadki: (1) zmiany intensywności NA THC nie wywierają wpływu na silnie związany z frekwencją makrotypu E typ cyrkulacji E1 oraz (2) wzrost wartości wskaźnika DG_{3L} pociąga za sobą spadek frekwencji typu cyrkulacji CB, powiązanego dodatnio z makrotypem W, co jest sprzeczne z przedstawionymi wcześniej związkami między

makrotypami i „typami cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein⁹. Tym niemniej, przedstawione w tab. 2 wartości współczynników korelacji wykazują, że zmiany NA THC (oraz SST) wywierają bezpośredni wpływ nie tylko na cechy cyrkulacji środkowotroposferycznej, ale także na cyrkulację dolną, sterując pośrednio zmiennością struktury pogód.

Zakres zmienności wskaźnika DG_{3L} jest specyficzny dla każdej fazy NA THC (ryc. 13). W ostatniej epoce cyrkulacyjnej (W) wartość wskaźnika DG_{3L} stale utrzymuje znak dodatni, nadto w jego przebiegu występuje dodatni, statystycznie istotny trend. Jest to sytuacja, jakiej nie obserwowano od roku 1856, czyli momentu, od którego można obliczyć jego wartość. Tym samym ostatnia zmiana faz NA THC stanowi przyczynę nie tylko radykalnej zmiany warunków makrocyrkulacyjnych w latach 1987–1989, ale i podobnej zmiany struktury pogód w tym okresie.

Konsekwencją takiego zachowania się NA THC w jej ostatniej dodatniej fazie jest wzrost frekwencji makrotypu W znacznie powyżej jej średniej wieloletniej i jednoczesny spadek częstości występowania makrotypu E. Stanowi to przyczynę zasadniczej zmiany struktury pogód nad Europą między okresami 1951–1988 i 1989–2018. W okresie zimowym doszło do eliminacji znacznego odsetka pogód typu CB związanych z makrotypem W (patrz tab. 2), a także skorelowanych z makrotypem E „pogód mroźnych” powiązanych z typami cyrkulacji E1, E0, F oraz sprzężonej z makrotypem C pogody wyżowej, podobnej do typu E cyrkulacji B. Osuchowskiej-Klein. Na miejsce tych typów weszły pogody „ciepłe” skorelowane z makrotypem W (głównie podobne do typów cyrkulacji A i C2D). W półroczu ciepłym znacznie zmniejszyła się frekwencja pogód „chłodnych i deszczowych” (CB, F, E0), które zostały zastąpione przez pogody „ciepłe i słoneczne” związane z typami cyrkulacji podobnymi do typów cyrkulacji D, C2D i D2C. Zmiana struktury pogód w stosunku do poprzednich epok cyrkulacyjnych była radykalna i utrzymuje się już przez 30 lat. Wynikiem opisanej zmiany struktury pogód jest zmiana struktury zachmurzenia oraz wartości elementów klimatycznych, zwłaszcza średnich miesięcznych i rocznych wartości temperatury powietrza, usłonecznienia i wilgotności względnej.

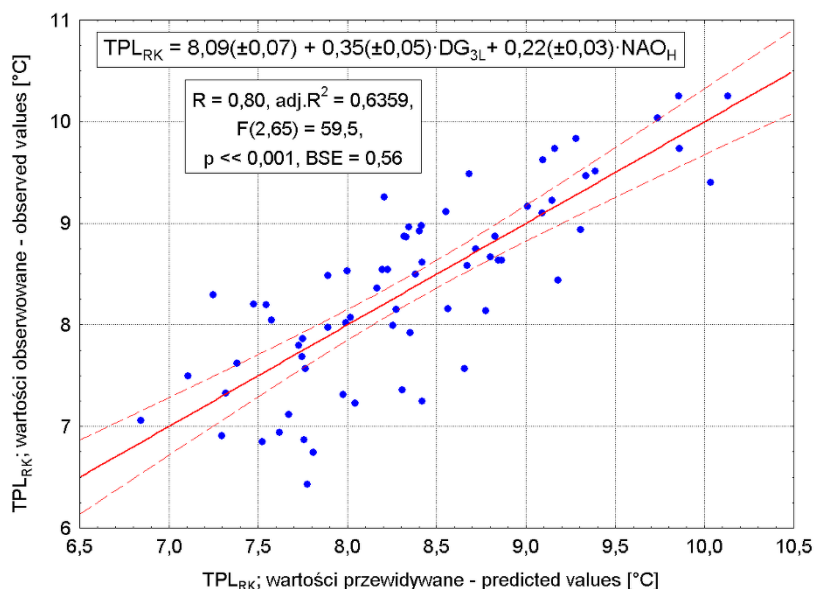
PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Funkcjonowanie opisanego powyżej systemu ocean-atmosfera wyjaśnia jak dochodzi do sterowania przez zmiany NA THC zmiennością elementów klimatycznych na oddalonych od oceanu obszarach. Działanie tego systemu stanowi, że między zmiennością SST na poszczególnych akwenach Atlantyku Północnego i zmiennością elementów klimatycznych nad Polską (i nad Europą) zachodzą bezpośrednie związki o różnej sile (Marsz, Styszyńska 2021b). Zmienność intensywności NA THC jest zatem „przyczyną” zmian usłonecznienia, temperatury i wilgotności względnej nad Polską. W latach 1951–2018 współczynnik korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i usłonecznieniem ciepłego półrocza (UPL_{04-09}) jest równy 0,69 ($p < 0,001$), taki sam jest współczynnik korelacji DG_{3L} z usłonecznieniem rocznym (UPL_{RK}). Między wskaźnikiem DG_{3L} i zimowym indeksem NAO brak istotnych korelacji¹⁰. Pozwala to postawić do równania [2] zamiast zmiennej UPL_{04-09} bezpośred-

⁹ Występowanie typu cyrkulacji CB wykazuje silną sezonowość. Bardziej szczegółowe analizy wykazują, że ten typ cyrkulacji jest powiązany z dwoma różnymi schematami rozwoju sytuacji synoptycznych: jednym – związanym z przekształceniami pola SLP przy występowaniu makrotypu W i drugim – związanym z występowaniem makrotypu E. W tym drugim przypadku wystąpienie rozległego niżu z centrum nad Skandynawią lub Bałtykiem stanowi wynik „odcięcia” górnej zatoki (*cut of low*). W przypadku wystąpienia makrotypu E (ujemna faza NA THC) w obu półroczach zwiększa się frekwencja tej postaci pola SLP powstałej w wyniku odcięcia górnej zatoki. W przypadku dodatniej fazy NA THC w okresie chłodnej pory roku typ cyrkulacji CB zostaje zastąpiony typem cyrkulacji A, a w cieplej porze roku występowanie tego typu cyrkulacji zostaje wyeliminowane i zastąpione przez zwiększoną częstość pola SLP podobnego do typów D i C2D według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein.

¹⁰ Zmienność zimowych indeksów NAO uzależniona jest również od zmienności SST, ale na innym akwenie (rejon 34°N, 40°W; patrz A.A. Marsz 2019) niż ten, z którego pobiera się dane do obliczania wskaźnika DG_{3L} i z innego interwału czasowego (sierpień–październik roku poprzedzającego zimę, której cyrkulację ma opisywać wskaźnik NAO).

nio zmienną DG_{3L} i wyjaśnić na tej drodze, jaki jest bezpośredni wpływ zmian NA THC na zmiany temperatury w Polsce. Ograniczając się do równania z dwoma zmiennymi niezależnymi uzyskuje się równanie o wysoko istotnym oszacowaniu wszystkich jego parametrów ($R = 0,80$, $\text{adj.}R^2 = 0,64$, $F(2,65) = 59,5$), w którym zmienność wskaźnika DG_{3L} objaśnia 38,9%, a zmienność NAO_H – 25,7% wariancji TPL_{RK} (ryc. 15). Wyniki szacunków wskazują, że zmienność NA THC jest odpowiedzialna za ~40% zmienności temperatury rocznej nad Polską.



Ryc. 15. TPL_{RK} jako funkcja zmienności wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego zmiany natężenia NA HC oraz zimowego, stacyjnego indeksu NAO Hurrella w latach 1951–2018.

Wartości oszacowane versus obserwowane

Źródło: opracowanie własne

Fig. 15. TPL_{RK} as a function of the variability of the DG_{3L} index, characterizing changes in the intensity of the NA THC and the winter station-based index of the NAO in the years 1951–2018.

Estimated versus observed values

Source: author's own elaboration

Ponieważ długość szeregu DG_{3L} jest większa od długości szeregu UPL_{RK} i UPL_{04-09} , zaistniała możliwość sprawdzenia, w jakim stopniu te same zmienne (DG_{3L} i NAO_H) objaśniają zmienność temperatury nad Polską w latach 1931–2018 (zmienna TR_{55}). Oszacowanie parametrów takiego równania okazało się być wysoce istotne, a zmienność obu zmiennych niezależnych objaśnia nieco mniej, bo 54% wariancji TR_{55} . Nie wnikając w tym miejscu w kwestię, z jakich powodów to objaśnienie jest mniejsze, przeprowadzona operacja kontrolna potwierdza to, że zmienność NA THC i NAO regulują zmienność temperatury powietrza nad Polską nie tylko w latach 1951–2018, ale i w okresie o 20 lat dłuższym.

Wszystkie opisane wyżej procesy, które doprowadziły do zmiany temperatury powietrza nad Polską i szerzej – do zmiany stanu klimatu w latach 1987–1989, są procesami wewnątrzsystemowymi. Niezależnie od tego, jakie czynniki uwzględnia się do szacowania zmian rocznej temperatury powietrza – czy wartości bezpośrednio, fizycznie wpływające na jej zmienność (słonecznienie, NAO), czy czynniki oddziałujące na zmienność czynników wprost wpływających na jej zmienność (cyrkulacja śródokotwosferyczna, NA THC) – wyjaśniają one zawsze powyżej 50% wariancji TPL_{RK} . Objaśniają również cechy przebiegu tej zmienności, w tym skokową zmianę reżimu termicznego, jaka zaszła w latach 1987–1989, której nie objaśnia występująca w tym samym czasie zmienność koncentracji CO_2 w atmosferze. Tak więc dominująca rola czynnika antropogenicznego w kształtowaniu opisanej zmiany klimatu, w tym wzrostu temperatury, jest – jak stwierdzono to wcześniej, co najmniej wątpliwa.

Nie znajduje się w opisanym mechanizmie zmiany klimatu działania żadnych „długookresowych procesów klimatotwórczych” oprócz działania zwykłych i znanych, codziennych procesów o skali synoptycznej, określających swoim przebiegiem strukturę pogód. Naiwnością jest twierdzenie, że uśrednienie wartości „elementów meteorologicznych” do wartości „elementów klimatycznych” w jakiś sposób eliminuje z tych przebiegów „biały szum” wnoszony przez chaotycznie przebiegające procesy pogodowe i pozwala na wykrycie działania długookresowych procesów klimatotwórczych doprowadzających do wystąpienia w tych przebiegach fluktuacji klimatycznych i trendów długookresowych. To właśnie zmienność elementów meteorologicznych, wymuszona przez zmienność występujących w danym okresie pogód stanowi przyczynę występującej międzymiesięcznej, międzysezonowej czy też międzyrocznej zmienności w przebiegu elementów klimatycznych, kształtując występujące w ich przebiegu fluktuacje i trendy.

Podziękowania

Składamy podziękowania Paniom dr hab. K. Bryś, prof. UP we Wrocławiu oraz dr hab. D. Matuszko, prof. UJ, za udostępnienie szeregów usłonecznienia ze stacji Wrocław, Kraków i Puławy. Dziękujemy również dwu anonimowym P.T. Recenzentom za krytyczne uwagi i wskazówki, które pomogły autorom w napisaniu ostatecznej wersji tekstu.

Literatura

- Adamczyk A.B., 1996, *Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce*, Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 37, s. 5–42.
- Atlas klimatyczny Polski część tabelaryczna. Zeszyt 2a, *Temperatura powietrza; maksima i minima absolutne, wartości średnie miesięczne i roczne z kolejnych lat, liczby dni z wartościami progowymi – 1931–1960, 1951–1960*, 1979, IMGW, Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Baranowski D., 2008, *Cechy dynamiczne klimatu Polski i ich wpływ na pole temperatury*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pomorskiej w Słupsku.
- Biernacik D., Filipiak J., Miętus M., Wójcik R., 2010, Zmienność warunków termicznych w Polsce po roku 1951. Rezultaty projektu KLIMAT, [w:] E. Bednorz i L. Kolendowicz (red.), *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*. Studia i Prace z Geografii i Geologii 16, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 9–21.
- Black J.N., Bonython C.W., Prescott A., 1954, Solar radiation and the duration of sunshine, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80 (344), s. 231–235.
- Boer G.J., Stowasser M., Hamilton K., 2007, Inferring climate sensitivity from volcanic events, *Climate Dynamics*, 28, s. 481–502, DOI: 10.1007/s00382-006-0193-x
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, V.2. Typy cyrkulacji atmosferycznej w Polsce wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein, V.3. Cechy termiczne klimatu polski a typy cyrkulacji atmosferycznej, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. XV. Prognozy zmian klimatu miast Europy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 181–240.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, V. Pole temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej. Z badań okresowości i tendencji zmian burz w Polsce, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. XVI. Prognozy zmian klimatu Polski*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 35–205.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski J., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, Dobowe zmiany amplitudy temperatury w Polsce i ich zależność od typów cyrkulacji atmosferycznej, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. XVII. Prognozy zmian klimatu Polski*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 171–236.
- Bourassa A.E., Robock A., Randel W.J., Deshler T., Rieger L.A., Lloyd N.D., Llewellyn E.J., Degenstein D.A., 2012, Large volcanic aerosol load in the stratosphere linked to Asian monsoon transport, *Science*, 337, s. 78–81, DOI: 10.1126/science.1219371
- Broecker W.S., 1991, The Great Ocean Conveyor, *Oceanography*, 4, 2, s. 79–89.
- Bryś K., Bryś T., 2007, Zmienność klimatu solarne Wrocławia w latach 1875–2004, *Pamiętnik Puławski*, IUNiG, 144, s. 13–34.

- Degirmendzić J., 2004, Zmiany usłonecznienia w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Łódź, s. 9–23.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2000, Termiczne pory roku, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Pory roku w Polsce. Sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Łódź, s. 38–64.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2019, Variation of macro-circulation forms over the Atlantic-Eurasian temperate zone according to the Vangengeim-Girs classification, *International Journal of Climatology*, 39, 13, s. 1–15, <https://doi.org/10.1002/joc.6118>
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000a, Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959–1968 a 1989–1998, *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, 106, Geografia, 31, s. 91–110.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000b, Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 45, 3–4, s. 221–239.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2004, Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951–2000 and their relationship to atmospheric circulation, *International Journal of Climatology*, 24, 3, s. 291–310, DOI: 10.1002/joc.1010.
- Delworth T.L., Greatbatch R.J., 2000, Multidecadal Thermohaline Circulation Variability Driven by Atmospheric Surface Flux Forcing, *Journal of Climate*, 13 (9), s. 1481–1495, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1481:MTCVDB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1481:MTCVDB>2.0.CO;2)
- Dimitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, *Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polarnykh regionom*. Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, *Atmosfernye processy severnogo polushariya (1891–2018) ikh klassikaciya i ispol'zovanie*, SUPER Izdatelstvo, Sankt-Peterburg.
- Dubicka M., 1994, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kształtowanie warunków klimatu (na przykładzie Wrocławia)*, Acta Universitatis Wratislaviensis No 1581, Prace Geograficzne 60, Wrocław.
- EEA Author Team, 2018, *Global and European temperature*. European Environment Agency; Copenhagen, <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/indicators/global-and-european-temperature-9/assessment> (12.03.2020)
- Falarz M., Bielec-Bąkowska Z., Wypych A., Matuszko D., Niedźwiedz T., Pińskwar I., Piotrowicz K., Ustrnul Z., Bokwa A., Filipiak J., Graczyk D., Kuchcik M., Opała-Owczarek M., Szwed M., Wibig J., 2021, Climate Change in Poland - Summary, Discussion and Conclusion, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland: Past, Present, Future*, Springer Climate, s. 561–581.
- Filipiak J., 2004, *Zmienność temperatury powietrza na Wybrzeżu i Pojezierzu Pomorskim w drugiej połowie XX w.*, IMGW, Seria Monografie, Warszawa.
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft, Berlin, Darmstadt, Wien.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, Trendy i okresowość zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku. *Przegląd Geofizyczny*, 46, 4, s. 283–303.
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoy klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 1964, 4, s. 43–47.
- Girs A.A., 1974, *Makrocikluyacionnyj metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Girs A.A., Kondratovich K.V., 1978, *Metody dolgosrochnykh prognozov pogody*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Górski T., 2002, Współczesne zmiany agroklimatu Polski, *Pamiętnik Puławski*, 130, s. 242–250.
- Hansen J.E., Lacis A.A., 1990, Sun and dust versus greenhouse gases: An assessment of their relative roles in global climate change. *Nature*, 346, s. 713–719, DOI: 10.1038/346713a0
- Hansen J.E., Lebedeff S., 1987, Global trends of measured surface air temperature, *Journal of Geophysical Research*, 92, D11, 13345–13372, DOI: 10.1029/JD092iD11p13345
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., Kharecha P., Lacis A., Miller R.L., Nazarenko L., Lo K., Schmidt G.A., Russell G., Aleinov I., Bauer S., Baum E., Cairns B., Canuto V., Chandler M., Cheng Y., Cohen A., Del Genio A., Faluvegi G., Fleming E., Friend A., Hall T., Jackman C., Jonas J., Kelley M., Kiang N.Y., Koch D., Labow G., Lerner J., Menon S., Novakov T., Oinas V., Perlwitz J.P., Perlwitz J., Rind D., Romanou A., Schmunk R., Shindell D., Stone P., Sun S., Streets D., Tausnev N., Thresher D., Unger N., Yao M., Zhang S., 2007, Dangerous human-made interference with climate: A GISS modelE study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, s. 2287–2312, DOI:10.5194/acp-7-2287-2007.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., Lacis A., Oinas V., 2000, Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario, *PNAS*, 97, s. 9875–9880, DOI: 10.1073/pnas.170278997

- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, s. 676–679.
- IPCC, 2001, Chapter 6. Radiative Forcing of Climate Change, [w:] *TAR Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 350–414.
- IPCC, 2007, Technical Summary, [w:] S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (red.), *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, s. 19–91.
- IPCC, 2013, Summary for Policymakers, [w:] T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Naules, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (red.), *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, s. 3–29.
- Kasperska-Wołowicz W., Bolewski T., 2015, Zmienność temperatury powietrza w Bydgoszczy w latach 1931–2013, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 15, 3, s. 25–43.
- Kaszewski B.M., Bilik A., 2015, Zmiany średniej dobowej temperatury powietrza w Lublinie w latach 1951–2010, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, 70, 1, s. 71–82.
- Keigwin L.D., Boyle E.A., 2000, Detecting Holocene changes in thermohaline circulation, *PNAS*, 97, 4, s. 1343–1346, <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1343>
- Kirschenstein M., 2003, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie zachmurzenia w Koszalinie, *Śląskie Prace Geograficzne*, 1, s. 107–119.
- Kirschenstein M., 2004, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów w północno-zachodniej Polsce*. Wyd. Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk.
- Kolendowicz L., Czernecki B., Półrolniczak M., Taszarek M. Tomczyk A.M., Szyga-Pluta K., 2019, Homogenization of fair temperature and its long-term trends in Poznań (Poland) for the period 1848–2016, *Theoretical and Applied Climatology*, 136, s. 1357–1370, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2560-z>
- Kopp G., Lean J.L., 2011, A new low value of total solar irradiance: Evidence and climate significance, *Geophysical Research Letters*, 38, L01706, <https://doi.org/10.1029/2010GL045777>
- Koźmiński C., Michalska B., 2005, *Uśłonecznienie w Polsce*, Wyd. Akademii Rolniczej w Szczecinie, Szczecin.
- Kożuchowski K., 1993, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a główne typy cyrkulacji nad Polską, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (4), s. 241–247.
- Kożuchowski K., 1996, Understanding and assessments of some aspects of climate variation in Poland, *Geographia Polonica*, 67, s. 39–58.
- Kożuchowski K., 2003, Cyrkulacyjne czynniki klimatu Polski, *Czasopismo Geograficzne*, 74, 1–2, s. 93–105.
- Kożuchowski K., 2004, Skala i tendencje współczesnych zmian temperatury powietrza w Polsce, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25–45.
- Kożuchowski K., 2009, Contemporary climatic warming in Poland, *Papers on Global Change*, 16, s. 41–53.
- Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., Trepńska J., Wibig J., 1994, The air temperature in Cracow from 1926 to 1990: persistence, fluctuations and the urban effect, *International Journal of Climatology*, 14, 9, s. 1035–1049, <https://doi.org/10.1002/joc.3370140908>
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej połowie XX wieku, *Przegląd Geofizyczny*, 46, 1–2, s. 81–90.
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce, *Przegląd Geograficzny*, 74, 4, s. 591–604.
- Kożuchowski K., Degirmendzić J., 2018, Zmienność form cyrkulacji środkowo-troposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza, *Przegląd Geofizyczny*, 63, 1–2, s. 89–122.
- Kundzewicz Z.W., 2008, Konsekwencje globalnych zmian klimatu, *Nauka*, nr 1, s. 103–118.
- Kundzewicz Z.W., 2012, Zmiany klimatu, ich przyczyny i skutki – możliwości przeciwdziałania i adaptacji, *Studia BAS*, 1, 29, s. 9–30 [www.bas.sejm.gov.pl]
- Kushnir Y., 1994, Interdecadal Variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and Associated Atmospheric Conditions, *Journal of Climate*, 7, 1, s. 141–157, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2)
- Lacis A.A., Schmidt G.A., Rind D., Ruedy R.A., 2010, Atmospheric CO₂: Principal control knob governing Earth's temperature, *Science*, 330, s. 356–359, DOI: 10.1126/science.1190653
- Lamb H.H., 1972, *Climate: Present, Past and Future. Vol. 1. Fundamental and Climate Now*. Reprint first published by Methuen, Routledge, 2011.

- Lenssen N., Schmidt G., Hansen J., Menne M., Persin A., Ruedy R., Zyss D., 2019, Improvements in the GIS-STEMP uncertainty model. *Journal of Geophysical Research, Atmosphere*, 124, 12, s. 6307–6326, DOI: <https://doi.org/10.1029/2018JD029522>
- Limanówka D., Biernacik D., Czernecki B., Farat R., Filipiak J., Kasprowicz T., Pyrc R., Urban G., Wójcik R., 2012, Zmiany i zmienność klimatu od połowy XX w., [w:] J. Wibig i E. Jakusik (red.), *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym*. IMGW-PIB, Warszawa, s. 7–33.
- Mann M.E., 2009, Defining dangerous anthropogenic interference, *PNAS*, 106, 11, 4065–4066, DOI: www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0901303106
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998, Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, s. 779–787.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1999, Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophysical Research Letters*, 26, 6, s. 759–762, DOI: <https://doi.org/10.1029/1999GL900070>
- Marosz M., Kożuchowski K., 2019, Geostrophic wind variability in the 50–60°N zone over Europe; the role of mid-troposphere atmospheric circulation macro-forms, *Bulletin of Geography, Physical Geography Series*, 16, s. 45–65, DOI: 10.2478/bgeo-2019-0004
- Marosz M., Wójcik R., Biernacik D., Jakusik E., Pilarski M., Owczarek M., Miętus M., 2011, Zmienność klimatu Polski od połowy XX wieku, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, s. 51–66.
- Marsz A.A., 1999, Oscylacja Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku, *Przegląd Geograficzny*, 71, 3, s. 225–245.
- Marsz A.A., 2005, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna? [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, s. 32–51.
- Marsz A.A., 2012, Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania, [w:] Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasa, A. Widawki (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, *Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego* nr 74, s. 101–117.
- 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, s. 249–334.
- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, [w:] A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migała (red.), *NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje*, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 31–46.
- Marsz A.A., Matuszko D., Styszyńska A., 2021a, The thermal state of the North Atlantic and macro-circulation conditions in the Atlantic-European sector, and changes in sunshine duration in Central Europe, *International Journal of Climatology*, 2021, <https://doi.org/10.1002/joc7270>
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*, Wydawnictwo Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni, Gdynia.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2019, Skala i przyczyny zmian temperatury najcieplejszych miesięcy roku nad obszarem Polski po roku 1988, [w:] L. Chojnacka-Ozga, H. Lorenc (red.), *Współczesne problemy klimatu Polski*. Wyd. IMGW PIB, Warszawa, s. 9–26.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021a, Wpływ znaku faz NAO na bilans wodny i możliwość wystąpienia suszy w cieplej porze roku na obszarze Polski, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, 76, s. 127–143. DOI: 10.17951/b.2021.76.127-143
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021b, Zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego a przebieg wybranych elementów klimatycznych charakteryzujących klimat Polski, *Przegląd Geofizyczny*, 66, 3–4, s. 161–186.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021c, Zmiany usłonecznienia rzeczywistego w Polsce i ich przyczyny (1966–2018), *Prace Geograficzne*, 165, s. 23–52, DOI: 10.4467/20833113PG.21.008.14585
- Marsz A.A., Styszyńska A., Bryś K., Bryś T., 2021b, Role of internal variability of climate system in increase of air temperature in Wrocław (Poland) in the years 1951–2018, *Quaestiones Geographicae*, 40, 3, s. 109–124.
- Matuszko D., 2003, Cloudiness changes in Cracow in the 20th century, *International Journal of Climatology*, 23, 8, s. 975–984, <http://doi.org/10.1002/joc.887>
- Matuszko D., 2009, *Wpływ zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne*, Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Matuszko D., 2014, Long-term variability in solar radiation in Krakow based on measurements of sunshine duration, *International Journal of Climatology*, 34, 1, s. 228–234, DOI:10.1002/joc.3681
- Matuszko D., Piotrowicz K., 2018, Związek usłonecznienia i temperatury powietrza na podstawie wieloletniej serii klimatologicznej w Krakowie (1884–2016), *Przegląd Geofizyczny*, 63, 1–2, s. 15–29.

- Michalska B., 2011, Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, s. 67–75.
- Miętus M., 1996, *Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Bałtyku i jej spodziewany przebieg do roku 2030*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia, 26, Warszawa.
- Migała K., Urban G., Tomczyński K., 2015, Long-term air temperature variation in the Karkonosze, mountains according to atmospheric circulation, *Theoretical and Applied Climatology*, 125, s. 337–351. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1468-0>
- Mrukała S., 2000/2001, Częstość występowania typów cyrkulacji atmosferycznej a anomalie opadowe w Polsce. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B.*, 40/41, 30, s. 251–257.
- Monin A.S., 1982, *Vvedenie v teoriyu klimata*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1901–1975)*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Osuchowska-Klein B., 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976–1990)*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Podstawczyńska A., 2007, Cechy solarne klimatu Łodzi, *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica*, 7, 1–220.
- Pospieszńska A., Przybylak R., 2019, Air temperature changes in Toruń (central Poland) from 1871 to 2010, *Theoretical and Applied Climatology*, 135, s. 707–724, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2413-9>
- Przybylak R., Vizi Z., Araźny A., Kejna M., Maszewski R., Uscka-Kowalkowska J., 2007, Poland's climate extremes index, 1951–2005, *Geographia Polonica*, 80, 2, s. 47–58.
- Rutgersson A., Jaagus J., Schenk F., Stendel M., Barring L., Briede A., Claremar B., Hansen-Bauer I., Holopainen J., Moberg A., Nordli R., Rimkus E., Wibig J., 2015, The BAAC II: Recent Changes – Atmosphere, [w:] *Second Assessment of Climate for the Baltic Sea Basin*, Springer, s. 69–97.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Tsepelev V.Yu., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkulacii v Atlantiko-Evrazjatskom sektore polushariya za poslednie desyatiletii, *Uchenye Zapiski Rossijskogo Gosudarstvennogo Gidrometeorologicheskogo Universiteta*, 39, s. 120–131.
- Scherrer S.C., Begert M., 2019, Effects of large-scale atmospheric flow and sunshine duration on the evolution of minimum and maximum temperature in Switzerland, *Theoretical and Applied Climatology*, 138, s. 227–235, <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02823-x>
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006), *Journal of Climate*, 21, s. 2283–2296, DOI: <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1>
- Szyga-Pluta K., 2015, Circulation influence on cloudiness in Poznań, *Quaestiones Geographicae*, 34, 3, s. 141–149, DOI 10.1510/quageo-2015-0021
- The BAAC II Author Team, 2015, *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer Cham, Heidelberg, New York, Dordrecht, London.
- Tomczyk A.M., Jasik D., 2016, Warunki termiczne w Poczdamie w latach 1896–2015, *Acta Geographica Silesiana*, 23, s. 111–120.
- Trepińska J., Kowanetz L., 1997, Wieloletni przebieg miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie (1792–1995), [w:] J. Trepińska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 99–130.
- Tylkowski J., 2013, Charakterystyka rocznej temperatury powietrza, termicznych pór roku i sezonu wegetacyjnego w Dziwnowie, *Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 14, s. 127–134.
- Uscka-Kowalkowska J. Kejna M., Maszewski R., 2015, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmiany usłonecznienia w Koniczynie k/Torunia w latach 1999–2013, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B.*, 70, 2, s. 131–147, DOI: 10.17951/b.2015.70.2.131
- Uscka-Kowalkowska J., Przybylak R., Vizi A., Araźny A., Kejna M., Maszewski R., 2007, Variability to global solar radiation in central Europe during the period 1951–2005 (on the data from NCEP/NCAR reanalysis project), *Geographia Polonica*, 80, 2, s. 59–68.
- Ustrnul Z., Wypych A., Czekierda D., 2021, Air Temperature Change, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland: Past, Present, Future*, Springer Climate, s. 275–330.
- Wangengejm G.Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*, Trudy AANII, 34, Leningrad.
- Wawer J., 1998, Zależność miejskiej wyspy ciepła od cyrkulacji atmosferycznej, *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica*, 3, s. 45–50.
- Wibig J., 2000, Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu, *Przegląd Geofizyczny*, 45, 2, s. 121–137.
- Wibig J., 2008, Variability and trends in cloud characteristics in Lodz in the second half of the 20th century, *International Journal of Climatology*, 28, s. 479–491, DOI: 10.1002/joc.1544

- Wibig J., Kłysik K., Fortuniak K., 2004, Rekonstrukcja serii temperatury powietrza w Łodzi z okresu 1903–2000, [w:] K. Kłysik (red.), 100 lat obserwacji meteorologicznych w Łodzi, *Acta Geographica Lodziensia*, 89, s. 19–31.
- Wójcik R., Miętus M., 2012, Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu długookresowych zmian temperatury powietrza w Polsce, [w:] Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasa, A. Widawski (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 74, s. 385–398.
- Wójcik R., Miętus M., 2014, Niektóre cechy wieloletniej zmienności temperatury powietrza w Polsce (1951–2010), *Przegląd Geograficzny*, 86, 3, s. 339–364.
- Ziennicka-Wojtaszek A., Krużel J., 2016, The Diversification of Air Temperature trends in Poland (1981–2010), *Polish Journal of Environmental Studies*, 25, 5, s. 2205–2209, DOI: 10.15244/pjoes/62636
- Żmudzka E., 2004, Wielkość zachmurzenia w Polsce a epoki cyrkulacyjne, *Przegląd Geofizyczny*, 49, 1–2, s. 25–42.
- Żmudzka E., 2007a, Przyczyny cyrkulacyjne zmian zachmurzenia nad Polską (1951–2000), [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, IGiP UJ, Kraków, s. 93–102.
- Żmudzka E., 2007b, *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951–2000)*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Żmudzka E., 2009, Współczesne zmiany klimatu Polski, *Acta Agrophysica*, 13, 2, s. 555–568.