

WSPÓŁCZESNE PROBLEMY KLIMATU POLSKI

pod redakcją
Longiny Chojnackiej-Ozga
i Haliny Lorenc

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2019



SERIA PUBLIKACJI NAUKOWO-BADAWCZYCH
IMGW-PIB

Recenzenci:

dr Longina Chojnacka-Ożga; dr Urszula Kossowska-Cezak
dr Wojciech Ożga; prof. dr hab. Rajmund Przybylak
prof. dr hab. Joanna Wibig; prof. dr hab. Zbigniew Ustrnul

Korekta językowa: Urszula Kossowska-Cezak
Skład i łamanie: Rafał Stepnowski

Zadanie

KONFERENCJA „WSPÓŁCZESNE PROBLEMY KLIMATU POLSKI”

finansowane w ramach umowy 555/P-DUN/2019 ze środków Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego przeznaczonych na działalność upowszechniającą naukę.



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego



ISBN: 978-83-64979-33-0

Adres redakcji:

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61, tel. 22 56 94 510, e-mail: rafal.stepnowski@imgw.pl

Spis treści

WSTĘP	5
ROZDZIAŁ 1. Zmiany czasowe wybranych elementów meteorologicznych	7
Skala i przyczyny zmian temperatury najcieplejszych miesięcy roku nad obszarem Polski po roku 1988 (Andrzej A. Marsz, Anna Styszyńska)	9
Anomalie termiczne o dużym zasięgu przestrzennym w Europie (1951-2018) (Urszula Kossowska-Cezak, Robert Twardosz)	27
Ocieplenie klimatu Polski na przykładzie Poznania, na podstawie występowania najcieplejszych i najchłodniejszych miesięcy, pór roku i lat w wieloletniu 1848-2018 (Tomasz Kasprowicz)	41
Zmienność i zróżnicowanie usłonecznienia w Polsce w latach 1971-2018, na podstawie danych naziemnych i satelitarnych (Dorota Matuszko, Krzysztof Bartoszek, Jakub Soroka, Stanisław Węglarczyk)	53
Promieniowanie słoneczne na obszarze Polski w świetle danych satelitarnych 2004-2018 (Piotr Struzik, Małgorzata Kępińska-Kasprzak, Danuta Limanówka, Monika Pajek)	67
Prognoza zmian częstości występowania wybranych bodźców termicznych w wyniku spodziewanych zmian klimatycznych (Tomasz Rozbicki, Katarzyna Rozbicka, Grzegorz Majewski)	83
ROZDZIAŁ 2. Skrajne warunki meteorologiczne i klimatyczne	95
Porównanie warunków meteorologicznych podczas dwóch najsilniejszych fal upałów w Polsce: 1994 i 2015 (Agnieszka Krzyżewska)	97
Długotrwała dodatnia anomalia temperatury powietrza w 2018 roku w Polsce i jej przyczyny cyrkulacyjne (Robert Twardosz, Piotr Wałach)	107
Zmiana narażenia na wysoką temperaturę w Polsce w horyzoncie do 2100 roku na podstawie projekcji klimatycznych EURO-CORDEX (Paulina Jagiełło, Maciej Krystian Jefimow, Joanna Strużewska)	121
ROZDZIAŁ 3. Warunki hydrologiczne wobec zmian klimatu	133
Charakterystyki hydrologiczne małej zlewni południowego Mazowsza od połowy XX wieku (Ewa Kaznowska, Kazimierz Banasik, Agnieszka Hejduk, Adam Krajewski, Michał Wasilewicz, Leszek Hejduk, Jacek Głądecki)	135

Wyjątkowość hydrometeorologiczna lat 2017 i 2018 w województwie zachodniopomorskim na tle zmieniającego się klimatu (Małgorzata Świątek, Szymon Walczakiewicz)	147
Meteorologiczne uwarunkowania powodzi błyskawicznych w Gdańsku w 2018 roku (Daria Babś, Robert Marcinowicz)	161
Ocena odtworzenia pól opadu w modelach klimatycznych z projektu EURO-CORDEX dla obszaru Polski (Krystyna Konca-Kędzierska)	173
ROZDZIAŁ 4. Klimat miast i adaptacja obszarów zurbanizowanych do zmian klimatu	187
Zagrożenia klimatyczne 44 miast w Polsce na podstawie Miejskich Planów Adaptacji do Zmian Klimatu (Grzegorz Dumieński, Alicja Lisowska, Andrzej Tiukało)	189
Wrażliwość miasta Gdańska na zmianę klimatu na przykładzie wybranych zjawisk ekstremalnych (Dawid Biernacik, Ewa Jakusik, Anna Chodubska)	203
Ocena warunków bioklimatycznych w sezonie letnim w latach 1980-2016 na obszarze Warszawy (Katarzyna Rozbicka, Tomasz Rozbicki)	219
ROZDZIAŁ 5. Wpływ warunków meteorologicznych na roślinność	231
Reakcja roślin dziko rosnących na obserwowane ocieplenie klimatu (Małgorzata Kępińska-Kasprzak, Piotr Struzik)	233
Przyczyny i skutki strat w lasach północnej Polski w dniach 11-12 sierpnia 2017 roku (Longina Chojnacka-Oźga, Wojciech Oźga)	245
ZAKOŃCZENIE	257
WYKAZ AUTORÓW Z AFILIACJAMI	259

WSTĘP

Inicjatywa zorganizowania konferencji przez Polskie Towarzystwo Geofizyczne wraz z obchodzącym 100-lecie działalności Instytutem Meteorologii i Gospodarki Wodnej-PIB była odzewem na stawiane pytania w środowisku naukowym, w szeroko pojętej ekologii, meteorologii, klimatologii, geofizyce, hydrologii, oceanologii i gospodarce narodowej: jak będzie wyglądać dynamika postępujących zmian klimatu na skutek wzrostu temperatury powietrza w granicach 2°C zgodnie z ustaleniami na Szczycie Klimatycznym COP 21 w Paryżu w grudniu 2015 oraz COP 24 w Katowicach.

Szeroka dyskusja podczas trwania Szczytu Klimatycznego – COP 21 w roku 2015 w Paryżu i 2016 w Marrakeszu oraz dotychczasowe autorskie wypowiedzi uznanych autorytetów i specjalistów uzmysłowiły nam brak rzetelnej wiedzy na temat skutków ewolucji klimatu w Polsce od strony poznawczej, socjologicznej, ekonomicznej, gospodarczej, społecznej i medialnej. Odpowiedź na tak sformułowany problem nie jest łatwa w obliczu przyjętych nowych i niejednoznacznych scenariuszy zmian klimatu.

Konferencja pt. *Współczesne problemy klimatu Polski* została zorganizowana w celu wykazania, jak na tle globalnych wyników badań i scenariuszy przyszłego klimatu świata podanych przez V Raport IPCC, kształtuje się w Polsce oddziaływanie czynników klimatycznych i w ogóle środowiskowych na wrażliwe dziedziny życia gospodarczego i społeczeństwo, co wykazują modele regionalne dla Polski, co dotychczas wynika z naszych badań, jakie przewiduje się skutki zmian, jak je łagodzić i jakie przyjąć strategię dostosowawcze do tych zmian.

Dlatego bardzo ważnym i pilnym problem poznawczym jest pogłębienie dotychczasowej wiedzy na ten temat, wskazanie działań i metod adaptacji społeczeństwa i gospodarki polskiej do obecnych i prognozowanych zmian klimatu.

Do pierwszych prób adaptacyjnych można zaliczyć:

- systemy ostrzegania przed klęskami żywiołowymi jako najbardziej dostrzegalnymi i odczuwalnymi przejawami zmian klimatu;
- opracowanie map zagrożeń zjawiskami ekstremalnymi przynoszącymi największe straty, takimi jak: powódzie, powódzie typu flash flood, susze, trąby powietrzne, huraganowe prędkości wiatru, obszary występowania opadów ulewnych i nawałnych o największym prawdopodobieństwie;
- określenie stref najbardziej zagrożonych na obszarach wielkich miast.

Ewolucja ocieplania się klimatu Polski osiągnęła przyrost temperatury powietrza 0,8°C/100 lat, co wyraża się już obecnie następującymi skutkami:

- Zmieniła się dotychczasowa struktura typowych dla Polski czterech pór roku.
- Od roku 1992 ciepłym zimowym okresem wtórują ciepłe ponad normę pory wiosenne z występującymi nadal dniami przymrozkowymi oraz upalne i posuszne okresy letnie. Jest to nowa cecha charakteryzująca klimat Polski.
- Nastąpiła wyraźna zmiana struktury opadów w Polsce, polegająca na braku opadów ciągłych, jednostajnych, ale pojawianiu się, głównie na wiosnę i w lecie, opadów o dużym natężeniu, opadów ulewnych lub nawalnych (w tym powyżej 50 i 70 mm na dobę), powodujących niszczycielskie powodzie i erozję gleb oraz niszczenie upraw rolnych.
- Wydłużające się okresy bezopadowe i posuszne w ciepłym okresie roku oraz bezśnieżne, ciepłe zimy.

Są to zjawiska stresujące dla całej gospodarki, rolnictwa, zdrowia społeczeństwa, ekosystemów leśnych i innych elementów środowiska. Systemy edukacji społeczeństwa – to podstawowy krok, aby społeczeństwo zrozumiało wagę problemu i swoją, ważną rolę w działaniach zapobiegawczych.

Nadal potrzebne są jednak środki, których brak odczuwamy, na rozwijanie tematów badawczych z wnioskami aplikacyjnymi. Wyniki takich badań powinny stanowić bazę do działań administracyjnych łagodzących negatywne skutki zmian klimatu w Polsce.

dr hab. Halina Lorenc
Przewodnicząca Komitetu Organizacyjnego

ROZDZIAŁ 1

Zmiany czasowe wybranych elementów meteorologicznych

SKALA I PRZYCZYNY ZMIAN TEMPERATURY NAJCIEPLEJSZYCH MIESIĘCY ROKU NAD OBSZAREM POLSKI PO ROKU 1988

THE SCALE AND CAUSES OF CHANGES IN THE TEMPERATURE OF THE WARMEST MONTHS OF THE YEAR OVER THE AREA OF POLAND AFTER 1988

Andrzej A. MARSZ, Anna STYSZYŃSKA

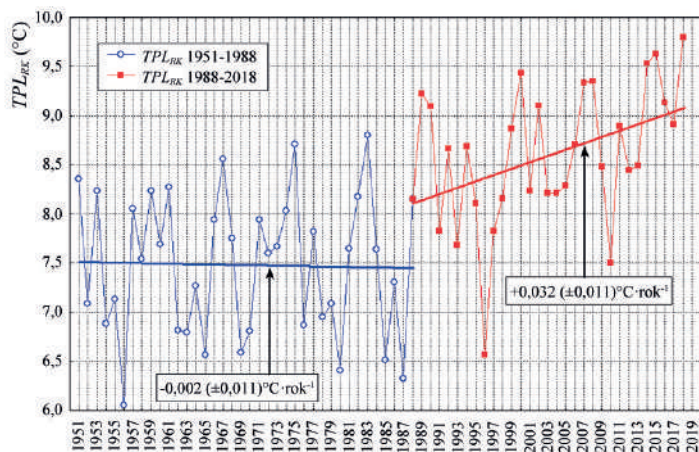
1. Wprowadzenie

Szeregi czasowe temperatury rocznej rozpoczynające się od 1951 r. dokumentują wystąpienie silnego wzrostu temperatury powietrza nad Polską [m.in. Kożuchowski, Żmudzka 2001; Kożuchowski 2004; Michalska 2011; Limanówka i in. 2012]. Trend rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską¹ w latach 1951-2018 jest równy $+0,027 (\pm 0,005)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($p < 0,001$) i objaśnia on nieco ponad 1/3 (33,6%) wariacji międzyrocznych zmian temperatury w tym samym okresie. Jest to trend znacznie silniejszy od trendu rocznej temperatury globalnej ($+0,018^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i nieco silniejszy od trendu rocznej temperatury w strefie umiarkowanej ($44\text{--}64^{\circ}\text{N}$) półkuli północnej ($0,024^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) w tym samym okresie. Analiza obwiedni przebiegu temperatury rocznej wykazuje, że wzrost rocznej temperatury nad Polską nie zachodził jednostajnie, lecz między rokiem 1987 i 1989 doszło do skokowej zmiany reżimu termicznego (rys. 1).

Zmiana reżimu przebiegu temperatury po roku 1988 ujawnia się jako ograniczenie zakresu zmienności międzyrocznej, wzrost średniej rocznej temperatury z $+7,48^{\circ}\text{C}$ w latach 1951-1988 do $8,60^{\circ}\text{C}$ w latach 1988-2018 i pojawienie się po roku 1988 statystycznie istotnego ($p = 0,022$) trendu równego $+0,032^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Wskazuje to, że cały przyrost temperatury rocznej w okresie 1951-2018 jest skutkiem wzrostu temperatury, jaki nastąpił po roku 1988. Podobną zmianę reżimu temperatury, jak temperatura roczna, przypadającą na lata 1987-1989 wykazuje przebieg średniej obszarowej temperatury wiosny (marzec – maj) oraz dwu najcieplejszych miesięcy roku – średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia (dalej zmienna TPL_{07-08}).

Średnia temperatura lipca i sierpnia może być traktowana jako syntetyczna miara warunków termicznych panujących w najcieplejszym okresie roku. Ze zmiennością TPL_{07-08} silnie powiązany jest szereg wielkości uważanych za mierniki tak zwanych „termicznych warunków ekstremalnych”, takich jak np. liczba „nocy bardzo ciepłych” ($t_{min} > 20^{\circ}\text{C}$), „dni gorących” ($t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) czy liczba

¹ Temperatura obszarowa obliczona z 22 stacji równomiernie rozłożonych na obszarze Polski (Białystok, Chojnice, Elbląg, Gorzów Wielkopolski, Kalisz, Katowice, Kielce, Koszalin, Lesko, Łeba, Mława, Olsztyn, Poznań, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Tarnów, Toruń, Warszawa, Włodawa, Wrocław i Zielona Góra).



Rys. 1. Przebieg rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską (TPL_{Rok} , °C) w latach 1951-2018; widoczny skokowy wzrost temperatury rocznej między rokiem 1987 a 1989, ograniczenie zakresu zmienności międzyrocznej i zmiana trendu z zerowego na dodatni

dni z temperaturą maksymalną wyższą od 30°C w roku. Zmienność TPL_{07-08} wywiera także istotny wpływ na wartość rocznej obszarowej temperatury powietrza nad Polską objaśniając (adj. $R^2 \cdot 100\%$) w latach 1951-2018 36,5% jej wariancji ($p < 0,001$). Zmiany średniej temperatury lipca i sierpnia wnoszą poważny wkład w zachodzące współcześnie zmiany warunków klimatycznych w Polsce, stanowiąc jeden z istotnych składników postępującego ocieplenia.

2. Cel i metodyka pracy

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań przeprowadzonych nad określeniem skali zmian średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia nad obszarem Polski w latach 1951-2018 oraz nad przyczynami, które do tych zmian doprowadziły.

Materiałami, które wykorzystano do przeprowadzenia stosownych analiz, są szeregi czasowe (wartości miesięczne) temperatury powietrza, zachmurzenia i usłonecznienia z wybranych stacji polskich, które zostały udostępnione przez IMGW-PIB. Wykorzystano również kalendarz makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa opracowany w AANII (Dimitriev, Bielyazo [2006]; dane od roku 2005 uzyskane bezpośrednio z AANII, St. Petersburg, RF). Wykorzystane szeregi czasowe składowych strefowych i merydionalnych prędkości wiatru geostroficznego na różnych poziomach oraz takie same szeregi wysokości geopotencjału pochodzą ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic Pressure Level [Kalnay i in. 1996].

W badaniach wykorzystano standardowe, powszechnie stosowane procedury analiz statystycznych – głównie analizę korelacji, regresji i analizę wariancji, posługując się (głównie) programem Statistica PL firmy StatSoft.

3. Wyniki badań

3.1. Zakres i skala zmian średniej temperatury lipca i sierpnia nad Polską po roku 1988

Przebieg wartości TPL_{07-08} przedstawia rysunek 2. Zwykły ogląd tej ryciny ujawnia zmianę zachowania się średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia nad obszarem Polski, jaka zaszła między latami 1987 i 1989. Ten krótki, trzyletni okres dzieli cały przebieg na dwie różne części, których jako granicę arbitralnie przyjmiemy rok 1988. Dalej pod mianem „okres pierwszy” rozumie się okres obejmujący lata 1951-1988 (38 lat), pod mianem „okres drugi” lata 1988-2018 (31 lat).

Analizując obwiednie przebiegów TPL_{07-08} , zauważa się wyraźny skok w przebiegu obwiedni górnej, jaki zachodzi w przybliżeniu na granicy między oboma okresami. W przebiegu obwiedni dolnej nie zauważa się „skoku”, lecz względnie płynne przegięcie asymetrycznej, V-kształtnej postaci tej obwiedni, której minimum lokuje się w roku 1979.

W przebiegu TPL_{07-08} występuje zasadnicza różnica między obu okresami w charakterze trendów. W pierwszym okresie trend jest ujemny, słaby i nieistotny. W drugim okresie występuje statystycznie istotny ($p = 0,015$) trend dodatni ($+0,052 (\pm 0,020)^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Obliczając z trendu wartość wzrostu średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia, można stwierdzić, że jej rzeczywisty wzrost od roku 1988 do roku 2018 mieści się w granicach między $0,96$ a $2,16^\circ\text{C}$ (średni $1,56^\circ\text{C}$). Jest to, jak na stosunkowo krótki, 30-letni okres i średnią z dwu kolejnych miesięcy wartość znacząca, znacznie wyższa od trendu rocznej temperatury powietrza (patrz rys. 1).

Rozmiar i charakter wzrostu średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia nad Polską dobrze ilustruje rozkład zakresów zmienności TPL_{07-08} w obu okresach (rys. 3). Uwidacznia on, że w drugim okresie nastąpiło znaczne przesunięcie wartości TPL_{07-08} w kierunku wyższych wartości temperatury – drugi i trzeci kwartyl lokuje się na poziomie czwartego kwartyla z pierwszego okresu. Zachodzący w drugim okresie wzrost TPL_{07-08} doprowadził do tego, że w końcowej części tego okresu, po roku 2007, minimalne wartości średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia lokują się na podobnym poziomie ($18,2$ - $18,6^\circ\text{C}$) jak maksymalne wartości tej zmiennej w pierwszym okresie (z wyłączeniem dwu przypadków, w latach 1959 i 1963).

Taki przebieg TPL_{07-08} i rozkłady jej wartości w obu okresach pozwalają twierdzić, że między rokiem 1987 i 1989 doszło nad Polską do radykalnej zmiany reżimu termicznego najcieplejszych miesięcy roku. Nastąpił silny wzrost temperatury powietrza w stosunku do lat 1951-1988, czego skutkiem jest to, że średnie wartości TPL_{07-08} po roku 1988 systematycznie rosną. Zmienił się również istotnie zakres zmienności TPL_{07-08} w stosunku do zmienności występującej w pierwszym okresie.

3.2. Przyczyny wzrostu średniej temperatury lipca i sierpnia nad obszarem Polski

Stwierdzony wzrost temperatury najcieplejszych miesięcy lata stawia problem przyczyn lub przyczyny tego wzrostu i jego mechanizmów. Najprostszą przyczyną, którą można obecnie wymienić, jest stwierdzenie, że stanowi to skutek występującego „globalnego ocieplenia”, powodowanego przez działalność człowieka, głównie przez wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze. Jednakże przebieg koncentracji CO_2 w latach 1951-2018 (wykładniczy wzrost) nie objaśnia

zadawaląco przebiegu TPL_{07-08} , a przede wszystkim nie objaśnia ani zmiany trendów, ani zmiany zakresu zmienności średniej temperatury lipca i sierpnia.

Wzrostu średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia nad Polską nie wyjaśnia również działanie czynników adwekcyjnych. Analizy związków między składowymi wiatru geostroficznego na poziomach 1000, 925, 850, 700 i 500 hPa wskazują, że najsilniejsze i istotne, ale niezbyt silne związki TPL_{07-08} wykazuje ze składową strefową na poziomie 925 hPa. Są to związki ujemne, wskazujące, że wraz z nasileniem się napływów zachodnich TPL_{07-08} obniża się, ze wzrostem napływów wschodnich – rośnie. Zmienność prędkości składowej strefowej na tym poziomie wyjaśnia tylko około 10% wariancji TPL_{07-08} ($r = 0,32$) i nie objaśnia zmiany jej trendu. Znacznie większy odsetek wariancji objaśnia zmienność prędkości wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa (-24% ; $r = -0,49$; dalej zmienna Vw_{07-08}). Związek jest ujemny i wskazuje, że im jest mniejsza prędkość wiatru w lipcu i sierpniu, tym wyższa jest temperatura. Wysoka średnia temperatura lipca i sierpnia, przekraczająca $18,5^{\circ}\text{C}$, występuje wyłącznie w sytuacjach, kiedy średnia prędkość wiatru w tych miesiącach mieści się w przedziale od 0 do $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

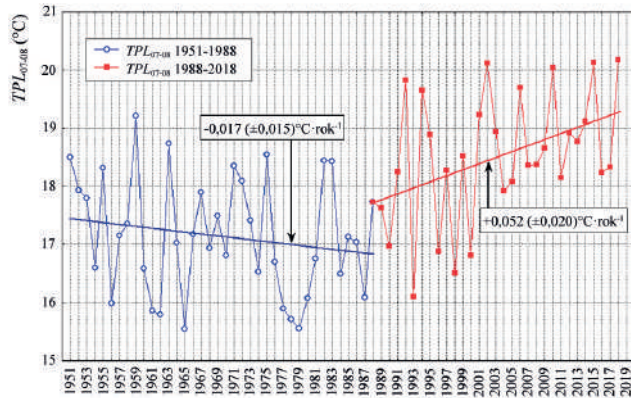
Dalsze analizy wykazały, że dwoma czynnikami, które istotnie objaśniają większy odsetek wariancji TPL_{07-08} jest zachmurzenie i usłonecznienie. Zmienność średniego obszarowego zachmurzenia ogólnego² w lipcu i sierpniu (dalej zmienna NPL_{07-08}) objaśnia w okresie 1951-2018 38% wariancji TPL_{07-08} w tym samym okresie ($r = -0,62$, $p << 0,001$). Zmienność sumy godzin usłonecznienia w lipcu i sierpniu (obszarowego³; dalej zmienna UPL_{07-08}) w latach 1966-2018 (53 lata) objaśnia znacznie więcej, bo aż 62,7% wariancji TPL_{07-08} w tym samym okresie ($R = 0,80$; rys. 4).

Zachmurzenie i usłonecznienie we wspólnym okresie obserwacji (1966-2018) jest bardzo silnie skorelowane ujemnie ($r = -0,86$, $p << 0,001$), czego przyczyną jest to, że zmiany zachmurzenia w dzień regulują zmiany wartości usłonecznienia. Silne skorelowanie ze sobą NPL_{07-08} i UPL_{07-08} siłą rzeczy powodują, że obie zmienne skorelowane są również z TPL_{07-08} .

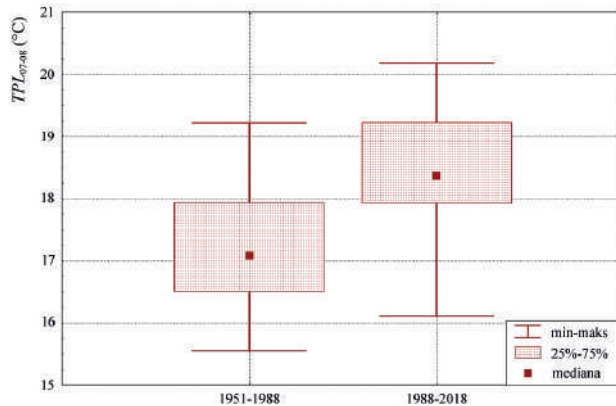
W tym przypadku zmiany obu czynników (UPL_{07-08} i NPL_{07-08}) wywierają jednocześnie wpływ na kształtowanie zmian TPL_{07-08} , przy czym wpływ zmian NPL_{07-08} jest pośredni. Bezpośrednią przyczyną wzrostu temperatury powietrza jest wzrost usłonecznienia (UPL_{07-08}). Zwiększony dopływ energii słonecznej do podłoża powoduje wzrost jego temperatury, co poprzez

² Zachmurzenie obszarowe obliczono z 11 stacji (Koszalina, Suwałk, Szczecina, Chojnic, Białegostoku, Poznań, Łódź, Włodawy, Jeleniej Góry, Katowic i Tomaszowa Lubelskiego). Pojedyncze braki obserwacyjne uzupełniano z obserwacji na stacjach obokległych metodą regresji wielokrotnej.

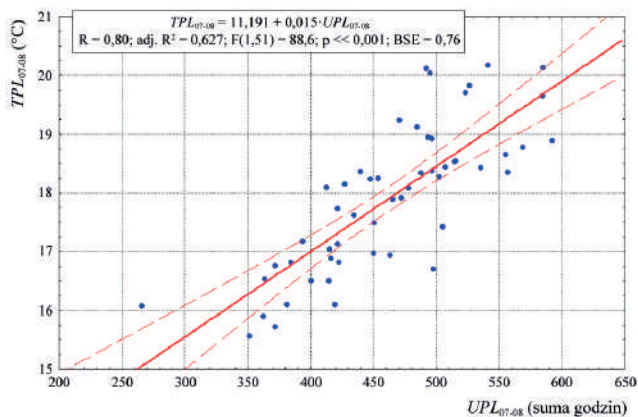
³ Usłonecznienie obszarowe obliczone jest jako średnia z 11 stacji: Kołobrzegu, Suwałk, Szczecina, Chojnic, Białegostoku, Poznań, Łódź, Włodawy, Jeleniej Góry, Katowic i Leska z okresu 1966-2018. Nietypowy okres analizy, rozpoczynający się od 1966 roku, wynika z tego, że udostępnione przez IMGW-PIB szeregi czasowe usłonecznienia rozpoczynają się od tego roku. Do obliczenia średniej obszarowej wykorzystano stacje, które miały kompletne dane obserwacyjne (5 stacji) lub braki w obserwacjach nie większe niż 3 miesiące w całym szeregu obserwacyjnym (6 stacji). Brakujące na danej stacji wartości uzupełniono obliczając usłonecznienie miesięczne metodą regresji wielokrotnej, wykorzystując dane z dwu najbliższych położonych stacji. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na wybór stacji do obliczenia „średniej obszarowej” była potrzeba ich względnie równomiernego rozkładu na powierzchni kraju. Różnica w wyborze 2 stacji do obliczenia obszarowego zachmurzenia i obszarowego usłonecznienia wynika z tego, że stacje Kołobrzeg i Lesko mają nieakceptowalne braki obserwacji w szeregach zachmurzenia, a na stacji Tomaszów Lubelski nie prowadzono obserwacji usłonecznienia.



Rys. 2. Przebieg średniej obszarowej temperatury lipca i sierpnia (TPL_{07-08} , °C); widoczna zmiana trendu między rokiem 1987 a 1989



Rys. 3. Rozkłady wartości TPL_{07-08} (°C) w pierwszym (1951-1988) i drugim (1988-2018) okresie



Rys. 4. Związek obszarowej średniej temperatury lipca i sierpnia (TPL_{07-08} , °C) z obszarowym usłonecznieniem w lipcu i sierpniu (UPL_{07-08} , suma godzin) w latach 1966-2018

wzmoczoną wymianę turbulencyjną prowadzi do wzrostu temperatury powietrza. Analiza regresji wskazuje, że wzrost usłonecznienia w lipcu lub sierpniu o jedną godzinę pociąga za sobą wzrost średniej obszarowej temperatury tych miesięcy o $0,015 (\pm 0,002)^\circ\text{C}$ ($p \ll 0,001$). Oznacza to, że przy przeciętnym wzroście TPL_{07-08} po roku 1988 o $1,56^\circ\text{C}$, UPL_{07-08} musiało wzrosnąć o nie mniej niż 100 godzin. Analiza uwzględniająca w równaniu regresji wielokrotnej dodatkowo średnią prędkość wiatru z lipca i sierpnia (Vw_{07-08}) wykazuje, że w kombinacji z usłonecznieniem (UPL_{07-08}) jej wpływ jest statystycznie nieistotny. W obu zmiennych (Vw_{07-08} i UPL_{07-08}) występuje duży odsetek (46%) wspólnej zmienności.

Konstatacja tych faktów wyjaśnia, że wzrost średniej temperatury lipca i sierpnia nad Polską ma całkowicie naturalny charakter i wynika z najprostszego z możliwych procesu – zwiększenia dopływu energii słonecznej do podłoża.

Przebieg UPL_{07-08} w latach 1966-2018 wykazuje również zmianę charakteru zmienności oraz kierunku trendu między latami 1987 i 1989. Trend obszarowej sumy usłonecznienia w lipcu i sierpniu w latach 1966-1988 jest równy $-2,17 (\pm 2,20)$ godz·rok⁻¹, a w drugim okresie (1988-2018) równy $+1,80 (\pm 1,09)$ godz·rok⁻¹ (obie wartości statystycznie nieistotne). Znacznie wyraźniej zmiana trendu i zmiana zakresu zmienności usłonecznienia zaznacza się w okresie „długiego dnia” (rys. 5; okres od kwietnia do sierpnia włącznie, w którym wszystkie dni miesiąca są dłuższe od 12 godzin; zmienna UPL_{04-08}). Trend sumy godzin usłonecznienia obszarowego nad Polską w okresie „długiego dnia” w latach 1988-2018 jest równy $5,58 (\pm 1,44)$ godz·rok⁻¹ i jest wysoce istotny ($p < 0,001$). W okresie 1966-1988 trend usłonecznienia w okresie „długiego dnia” był bliski zeru ($-3,35 (\pm 3,25)$ godz·rok⁻¹).

Ponieważ zmiana usłonecznienia stanowi przyczynę wzrostu TPL_{07-08} , rzeczywistą przyczyną zmiany TPL_{07-08} jest proces, który doprowadził do zmiany UPL_{07-08} i zmiany usłonecznienia w okresie „długiego dnia”, a którego UPL_{07-08} stanowi część.

3.3. Mechanizmy prowadzące do wzrostu średniej temperatury lipca i sierpnia

3.3.1. Zmiana warunków makrocyrkulacyjnych między rokiem 1987 a 1989

W tym samym czasie, w którym doszło do pojawienia się dodatniego trendu w przebiegach TPL_{07-08} i UPL_{07-08} , a także w przebiegu rocznej temperatury obszarowej oraz usłonecznienia okresu „długiego dnia”, czyli w latach 1987-1989, zaszła zmiana warunków makrocyrkulacyjnych, którym odpowiada zmiana tak zwanych „epok cyrkulacyjnych”. Savichev i współautorzy [2015] dokonują korekty wcześniejszych wydzieleni granic epok cyrkulacyjnych, wyznaczając na podstawie zmieniających się frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa, epoki E+C (lata 1949-1965), E (lata 1966-1989) i W (lata 1990-2014⁴). Niemal te same granice epok E+C (1950-1969), E (1970-1991)

⁴ Podana granica roku 2014 nie oznacza końca epoki cyrkulacyjnej W, Savichev i in. [2015] analizują szeregi frekwencji makrotypów do tego roku. To samo dotyczy prac Kożuchowskiego i Degirmendźića [2018] oraz Degirmendźića i Kożuchowskiego [2018], którzy wykorzystali kalendarze frekwencji makrotypów do roku 2015 (K&D) i do roku 2010 (D&K).

i W (1992-2015) wyznaczają Kożuchowski i Degirmendźić [2018] oraz Degirmendźić i Kożuchowski [2018, 2019].

Roczne czy dwuletnie przesunięcia między granicami epok wyznaczonymi przez tych badaczy wynikają z odmiennych metod analizy danych i przyjęcia do analizy szeregów rozpoczynających się w odmiennych latach. Zdaniem autorów, wobec powolności zmian struktury makrocyrkulacji i jej skali przestrzennej, a także daleko idącego uproszczenia występujących postaci makroform, tak aby dostosować je do istniejących wzorców klasyfikacji, różnice te nie mają istotnego znaczenia. W rzeczy samej, wobec wielkiej skali przestrzennej procesu, rzeczywiste granice między epokami, w „ludzkiej” skali upływu czasu są „rozmyte” (nieostre).

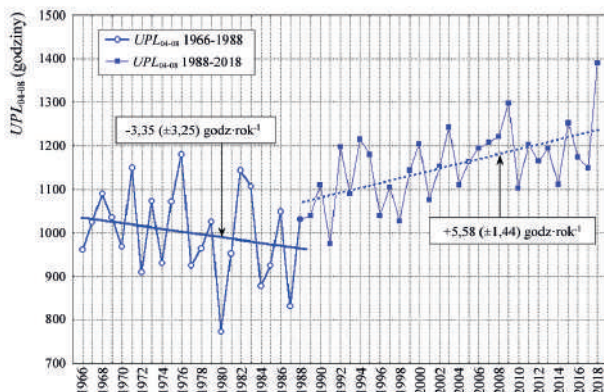
Poszczególne makrotypy cyrkulacji środkowotroposferycznej – W, E i C – to nic innego jak względnie typowe ułożenia fal długich (fal Rossby’ego) na poziomie 500 hPa, w których danemu makrotypowi odpowiada odpowiednia liczba falowa i typowe położenie górnych klinów i górnych zatok [Girs 1964, Girs, Kondratovich 1978].

Charakteryzując w największym uproszczeniu istotę zmiany w latach 1987-1990 epok cyrkulacyjnych z E na W można wyjaśnić tak, iż polegała ona na tym, że frekwencja makrotypu E spadła poniżej jej średniej wieloletniej, a frekwencja makrotypu W znacząco wzrosła powyżej jej średniej wieloletniej, przy utrzymywaniu się frekwencji makrotypu C w pobliżu średniej wieloletniej i stan taki utrzymuje się od przełomu lat 80. i 90. XX wieku do czasów obecnych (rys. 6).

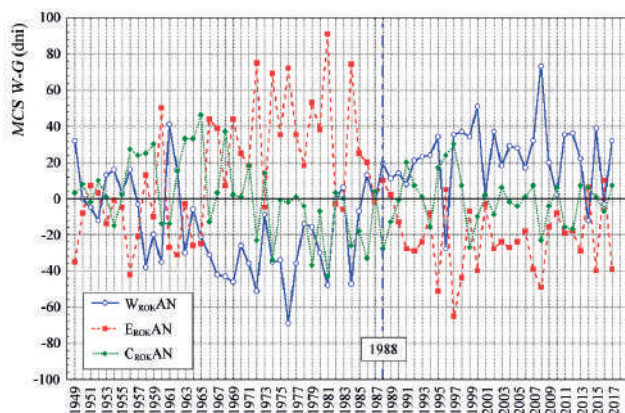
3.3.2. Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej a typy sytuacji synoptycznych i ich wpływ na pogodę latem nad Polską

Makrotypy cyrkulacji środkowotroposferycznej (500 hPa) sterują strukturą dolnych sytuacji synoptycznych (typami rozkładu pola SLP i ich frekwencją). Z wystąpieniem określonego makrotypu jest związane wystąpienie określonych typów dolnych sytuacji synoptycznych [Marsz 2005]. Jako przykład takich typów mogą służyć „typy cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein [1973, 1978], będące faktycznie określonymi postaciami rozkładu pola SLP w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Na przykład, z wystąpieniem makrotypu W związane jest wystąpienie „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein A, D, C2D i D2C i tłumienie frekwencji wszystkich innych „typów cyrkulacji”⁵. Z wystąpieniem makrotypu E związane jest wystąpienie typów B, F, E0, E1 i BE i tłumienie wystąpienia wszystkich innych typów cyrkulacji. Z wystąpieniem makrotypu C związane jest wystąpienie typu cyrkulacji E2C, E oraz G (?) i tłumienie wystąpienia innych typów pola SLP.

⁵ Rok, sezon czy miesiąc mają skończoną liczbę dni. Jeśli w jakimś okresie rzędu kilku dni (naturalnym okresie synoptycznym), występuje np. makrotyp W, to w tym samym czasie, nie może wystąpić żaden inny makrotyp. Tym samym, wystąpienie danego makrotypu zmniejsza frekwencję miesięczną czy roczną dwu pozostałych makrotypów. W rezultacie między frekwencją makrotypów W i E oraz E i C występuje bardzo silna korelacja ujemna (-0,84 i -0,47 odpowiednio). Podobnie, wystąpienie danego „typu cyrkulacji” eliminuje możliwość wystąpienia w tym samym czasie wszystkich innych typów cyrkulacji. Ponieważ z jednym makrotypem powiązanych jest kilka konkretnych typów dolnej sytuacji synoptycznej (tu „typy cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein), tym samym zwiększenie lub zmniejszenie frekwencji danego makrotypu przekłada się odpowiednio na zmiany frekwencji określonych grup typów dolnych sytuacji synoptycznych.



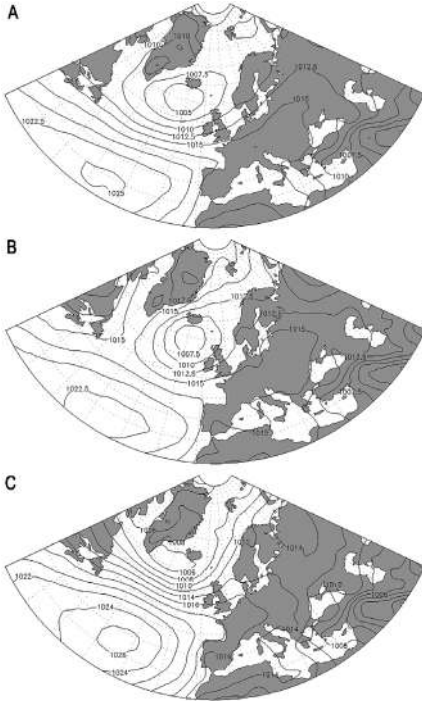
Rys 5. Przebieg obszarowego usłonecznienia na obszarze Polski w okresie długiego dnia (UPL_{04-08} , suma godzin) i jego trendy w okresach 1966-1988 i 1988-2018



Rys. 6. Przebieg rocznych anomalii frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa (MCS W-G, dni); anomalie obliczone względem średnich z okresu 1951-2015; oznaczono (linia pionowa) rok 1988, po którym w szeregach TPL_{07-08} i UPL_{07-08} pojawia się trend dodatni

Wzrost frekwencji makrotypu W, jaki nastąpił po roku 1988 i doprowadził do zmiany epoki makrocyrkulacyjnej, pociągnął za sobą również zmianę struktury dolnych sytuacji synoptycznych – silnie wzrosła frekwencja sytuacji synoptycznych, których rozkład przestrzenny pola SLP przypomina wzorce „typów cyrkulacji” C2D i D2C Osuchowskiej-Klein. Współczynnik korelacji między roczną frekwencją makrotypu W i roczną sumą typów cyrkulacji C2D i D2C Osuchowskiej-Klein w latach 1951-1990⁶ jest równy 0,53 ($p < 0,001$), z frekwencją makrotypu E równy $-0,60$ ($p < 0,001$), a z frekwencją makrotypu C związek jest statystycznie nieistotny. Oznacza to, że w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej (E; 1966-1989) frekwencja typów cyrkulacji

⁶ Kalendarz typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein kończy się na roku 1990, co uniemożliwia przeprowadzenie rachunku w odniesieniu do całego okresu 1951-2018. Analizowano związki w okresie 1951-1990, które traktuje się jako próbę. Zakłada się, że wykryte związki mają charakter długookresowy. Założenie to znajduje potwierdzenie w przeglądzie map synoptycznych i kształtowaniu się uśrednionego pola SLP (patrz rys. 7).



Rys. 7. Uśrednione pola SLP dla lipca i sierpnia w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym wybrane dla lat, w których średnia obszarowa temperatura lipca i sierpnia była wyższa od przeciętnej;

A – 1992 ($TPL_{07-08} = 19,2^{\circ}\text{C}$, $UPL_{07-08} = 526,8$ godz.)

B – 2015 ($TPL_{07-08} = 20,1^{\circ}\text{C}$, $UPL_{07-08} = 585,4$ godz.)

C – 2018 ($TPL_{07-08} = 20,2^{\circ}\text{C}$, $UPL_{07-08} = 541,1$ godz.)

W latach 1966-2018 średnia wartość $TPL_{07-08} = 17,9^{\circ}\text{C}$

a $UPL_{07-08} = 426,5$ godzin

[źródło map: NOAA ERSI (NCEP Reanalysis)]

(sytuacji synoptycznych) C2D i D2C była silnie tłumiona, a po roku 1988 czy 1989 wydatnie wzrosła. Szczególnie silnie po roku 1988 wzrosła częstość typów rozkładów pola SLP przypominających typy C2D i D2C w okresie od kwietnia do sierpnia, co pokrywa się ze wspomnianym już okresem „długiego dnia”.

Wystąpienie dolnych sytuacji synoptycznych przypominających typy cyrkulacji C2D i D2C Osuchowskiej-Klein przejawia się w dolnym polu barycznym jako przesunięcie centrum Wyżu Azorskiego na E i NE, niekiedy nawet nad SW Europę i/lub zachodnią część Morza Śródziemnego i wykształcenie się klina tego wyżu sięgającego daleko na wschód nad Europę, do $25-35^{\circ}\text{E}$. Zwiększenie częstości tych typów daje w uśrednionym dla lipca i sierpnia polu SLP obraz przedstawiony na rysunku 7, z którego wynika, że Polska znajduje się w słabogradentowym obszarze podwyższonego ciśnienia klina Wyżu Azorskiego lub bezgradientowym obszarze jego wschodnich peryferii.

Analiza przebiegu zachmurzenia ogólnego nad Polską w latach 1951-2018 wykazuje zmianę charakteru wielkości zachmurzenia na przełomie lat 80. i 90. XX wieku, wyraźniejszą w okresie „długiego dnia” (kwiecień-sierpień; NPL_{07-08}). Po przejściowym spadku w latach 1988-1996, w szeregu pojawia się tendencja wzrostu zachmurzenia i w całym okresie 1988-2018 występuje słaby i nieistotny trend dodatni ($+0,012$ części ósmych na rok). Ponieważ usłonecznienie, zarówno UPL_{RK} , UPL_{04-08} jak i UPL_{07-08} w tym czasie rośnie (patrz rozdział 3.2. i rys. 5), wskazuje to, że nie sam stopień pokrycia nieboskłonu przez chmury wywiera wpływ na zachodzące zmiany usłonecznienia, ale zmianie uległa struktura zachmurzenia.

Typ dolnej sytuacji synoptycznej kształtuje w czasie jego występowania określoną pogodę nad danym obszarem. Oba typy sytuacji barycznej – C2D i D2C – kierują nad Europę Środkową ciepłe powietrze morskie znad Atlantyku. Powietrze to w trakcie powolnej drogi nad lądowymi obszarami Europy transformuje się w powietrze kontynentalne, a po krótkim zaleganiu latem nad Europą Środkową, w tym i nad Polską, ulega całkowitemu przekształceniu w suche i ciepłe letnie powietrze polarne kontynentalne. W efekcie tych procesów, wraz ze wzrostem frekwencji obu tych typów sytuacji synoptycznych, rośnie nad Polską częstość występowania pogody o niewielkim zachmurzeniu w piętrze niskim i średnim, ze zredukowanymi sumami opadów (mogą wystąpić jedynie krótkotrwałe opady konwekcyjne), słabymi wiatrami z kierunków zmiennych lub ciszami. Ograniczenie opadów w takich pogodach zmniejsza straty ciepła na parowanie, dodatkowo przyczyniając się do wzrostu temperatury powietrza. Takie kształtowanie się warunków pogodowych wyjaśnia wspomniane w rozdziale 3.2. istotne statystycznie ujemne skorelowanie TPL_{07-08} z prędkością wiatru geostroficznego na poziomie 925 i 1000 hPa.

Tego rodzaju, pogoda raczej sucha i ciepła, o umiarkowanej konwekcji, sprzyja ograniczeniu zachmurzenia piętra średniego i ograniczeniu możliwości występowania chmur warstwowych piętra niskiego, co pociąga za sobą wzrost usłonecznienia.

Można więc interpretować wzrost usłonecznienia, prowadzący do wzrostu temperatury najcieplejszych miesięcy lata po roku 1988 nad Polską, jako efekt zmiany struktury pogód, która prowadzi do zmiany struktury zachmurzenia, a sam proces wzrostu temperatury lipca i sierpnia, jako działający na poziomie procesów pogodowych (skala synoptyczna).

Dopiero konsekwentne zmiany struktury pogód, które trwają wystarczająco długo, albo też przybierają radykalny charakter w krótszym czasie i następnie osiągają trwałą strukturę, prowadzą do zmian „elementów klimatycznych”. Zmiany poszczególnych „elementów klimatycznych” nie następują niezależnie od siebie, ale zawsze stanowią rezultat kompleksu zmian kilku mniej lub bardziej powiązanych ze sobą elementów.

Zmiany struktury pogód są sterowane przez zmienność makrocyrkulacji środkowotroposferycznej. Wyjaśnia to, że w łańcuchu przyczynowo-skutkowym wzrost temperatury lipca i sierpnia nad Polską po roku 1988 jest rezultatem zmiany warunków makrocyrkulacyjnych, polegających na ukształtowaniu odpowiedniej struktury frekwencji makrotypów w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, odmiennej od tej, jaka występowała w epoce poprzedniej. Świadczy o tym istotne

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między roczną frekwencją makrotypów W, E i C a roczną temperaturą obszarową (TPL_{RK}) i średnią obszarową temperaturą lipca i sierpnia (TPL_{07-08}) oraz rocznym usłonecznieniem obszarowym (UPL_{RK}) i obszarowym usłonecznieniem lipca i sierpnia (UPL_{07-08}) w Polsce; wspólny okres korelacji 1966-2018

Miara	Makrotypy					
	W_{RK}		E_{RK}		C_{RK}	
	r	p	r	p	r	p
TPL_{RK}	0,52	0,001	-0,45	0,001	-0,04	0,790
TPL_{07-08}	0,40	0,003	-0,44	0,001	0,18	0,186
UPL_{RK}	0,50	0,001	-0,52	0,001	0,15	0,298
UPL_{07-08}	0,33	0,014	-0,46	0,001	0,35	0,011

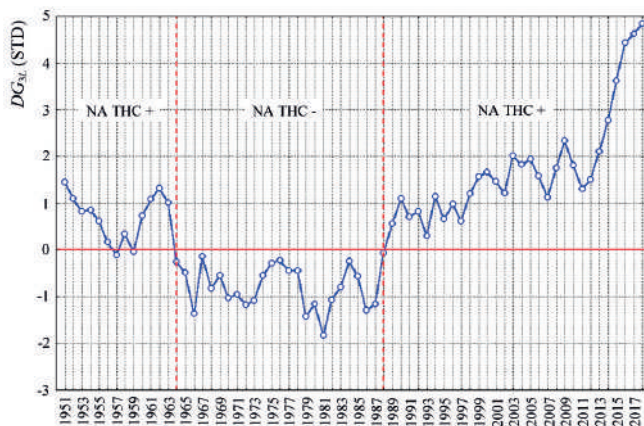
statystycznie, bezpośrednie powiązanie wartości zmiennych TPL_{RK} , TPL_{07-08} , UPL_{RK} i UPL_{07-08} z roczną frekwencją makrotypów W i E w latach 1966-2018 (tab. 1), czyli w okresie, z których istnieją wspólne szeregi czasowe temperatury i usłonecznienia.

Jeśli zatem przyczyną wzrostu usłonecznienia i temperatury powietrza w lipcu i sierpniu nad Polską jest zmiana frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, przejawiająca się jako zmiana epok cyrkulacyjnych, to kolejne pytanie o pierwotną przyczynę sprowadza się do kwestii – co jest czynnikiem sterującym zmianami frekwencji makrotypów?

3.3.3. Zmiany struktury pogód w najcieplejszych miesiącach roku jako efekt zmian intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i konsekwencje tych związków w przebiegu temperatury najcieplejszych miesięcy lata

Zmiennością rocznej frekwencji makrotypów W i E cyrkulacji środkowotroposferycznej sterują zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego. W zależności od rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w wodach oceanu kształtują się lokalizacje i rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, wpływające na przebieg procesów ewolucji fal długich (fal Rossby'ego). Najbardziej generalne cechy rozkładu zasobów ciepła w oceanie określa składowa powierzchniowa cyrkulacji termohalinowej (dalej NA THC). Dzięki temu zmieniające się fazy NA THC w zasadniczym stopniu określają panujące w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym warunki makrocyrkulacyjne.

Miarą intensywności NA THC jest wskaźnik określony akronimem DG_{3L} . Konstrukcja tego wskaźnika i jego uzasadnienie fizyczne jest przedstawione w pracy Marsza [2015]. Znak i wartość wskaźnika informuje, czy i w jakim stopniu intensywność NA THC jest większa (dodatnia) lub mniejsza (ujemna wartość wskaźnika) od średniej ze 100-lecia 1901-2000. W latach 1951-2018 przebieg tego wskaźnika wskazuje, że NA THC zmieniła trzykrotnie swoją fazę (rys. 8), przy czym granice faz można ustalić arbitralnie jako rok, w którym wartość wskaźnika przecho-



Rys. 8. Przebieg wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego intensywność składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym w latach 1951-2018; oznaczono fazy NA THC i lata przejścia z fazy dodatniej do ujemnej i odwrotnie (pionowe linie przerywane)

działa przez zero; do roku 1963 panowała faza dodatnia, która następnie w roku 1964 zmieniła się na ujemną, ta trwała do roku 1988 i w roku 1989 zmieniła się na dodatnią.

W dodatniej fazie NA THC transportuje wraz z wodami zwiększoną ilość ciepła na północ, przez co środkowa i wschodnia część Atlantyku Północnego jest „cieplejsza” niż przeciętnie. Powierzchnia oceanu może oddawać do atmosfery zwiększone ilości ciepła, co skutkuje zwiększeniem frekwencji makrotypu W. Wzrost temperatury powierzchni Atlantyku Północnego przejawia się jako wystąpienie dodatniej fazy AMO (ang. *Atlantic Multidecadal Oscillation*; Latif i in. [2004]; Dima, Lohmann [2007]). W czasie trwania ujemnej fazy NA THC transport ciepła na północ słabnie, temperatura powierzchni Atlantyku Północnego obniża się, strumienie ciepła z oceanu do atmosfery zmniejszają się. AMO przechodzi do fazy ujemnej. Wobec osłabienia transportu oceanicznego ciepła na północ niedobory ciepła w wysokich szerokościach muszą być likwidowane przez wzmożony transport atmosferyczny (kompensacja Bjerknesa, patrz np. Shaffrey, Sutton [2006]; Outten, Essau [2017]), co prowadzi do skrócenia długości fali długiej i silnego rozwoju cyrkulacji południkowej – zmniejsza się frekwencja „strefowego” makrotypu W, wydatnie wzrasta frekwencja południkowego makrotypu E.

Wyniki analizy korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją makrotypów cyrkulacji śródkowotroposferycznej w latach 1951-2018 potwierdzają występowanie związku między tymi procesami. Roczna frekwencja makrotypów W i E jest niezbyt silnie, ale wysoce istotnie, powiązana z wartościami wskaźnika DG_{3L} (tab. 2). W dodatniej fazie NA THC rośnie frekwencja makrotypu W i jednocześnie maleje frekwencja makrotypu E, w fazie ujemnej stosunek frekwencji obu makrotypów zmienia się na odwrotny. Między frekwencją makrotypu C a przebiegiem NA THC istotnie statystycznych związków brak.

W rezultacie działania tych zależności zmiana fazy NA THC, jaka nastąpiła w latach 1987-1990, kiedy NA THC przeszła z fazy ujemnej do fazy dodatniej (rys. 8), jest zbieżna w czasie ze zmianą epoki makrocyrkulacyjnej z E na W. W tym samym w przybliżeniu momencie (przełom lat 80. i 90. XX wieku) dochodzi do zmiany wartości trendów usłonecznienia i średniej obszarowej temperatury powietrza nad Polską, w tym trendu średniej obszarowej najcieplejszych miesięcy roku. Podobnie moment zmiany epoki makrocyrkulacyjnej E+C (koniec wg Savicheva i in. [2015] w roku 1965) na epokę cyrkulacyjną E (początek rok 1966) jest bardzo bliski w czasie do momentu przejścia NA THC z fazy dodatniej do fazy ujemnej (lata 1963-1965).

W wyniku działania opisanego łańcucha zależności zachodzą silne i wysoce istotne związki między pierwotną przyczyną zmian, jaką jest zmienność NA THC, a zmiennością temperatury obszarowej i usłonecznienia obszarowego nad Polską (tab. 3), które można traktować jako ostatecznie ogniwa procesu w łańcuchu przyczynowo-skutkowym. Zwraca uwagę, że korelacje między zmiennymi rocznymi a wskaźnikiem DG_{3L} są silniejsze od średnich czy sum dwumiesięcznych⁷.

⁷ Jest to związane z odmienną rozdzielczością czasową obu zmiennych – wskaźnik DG_{3L} ma rozdzielczość roczną, stąd jego zmienność jest silniej powiązana ze zmiennością zmiennej o takiej samej rozdzielczości, niż ze zmienną o kilkukrotnie większej rozdzielczości czasowej. To samo dotyczy związków przedstawionych w tabeli 1. Zwraca uwagę fakt, że związki usłonecznienia i temperatury z czynnikiem sterującym całym procesem (NA THC) są silniejsze od związków z frekwencją makrotypów cyrkulacji atmosferycznej. Identyfikacja makrotypów obarczona jest znacznie większymi błędami niż wartości obliczane na podstawie stosunkowo ściśle i jednoznacznie mierzonej temperatury (powietrza, powierzchni oceanu) czy usłonecznienia.

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji (r) i ich istotności statystyczne (p) między wskaźnikiem DG_{3L} a roczną frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C, według klasyfikacji Wangenjima-Girsa (1951-2018)

Miara	Markotyp		
	W_{RK}	E_{RK}	C_{RK}
r	0,58	-0,55	0,08
p	<0,001	<0,001	0,544

Tabela 3. Wartości współczynników korelacji (r) i ich istotności statystyczne (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i zmiennymi charakteryzującymi usłonecznienie (UPL_{RK} , UPL_{07-08}) i temperaturę powietrza (TPL_{RK} , TPL_{07-08}) nad Polską. Wspólny okres obserwacji 1966-2018

Miara	UPL_{RK}	UPL_{07-08}	TPL_{RK}	TPL_{07-08}
r	0,72	0,46	0,67	0,60
p	0,001	0,001	0,001	0,001

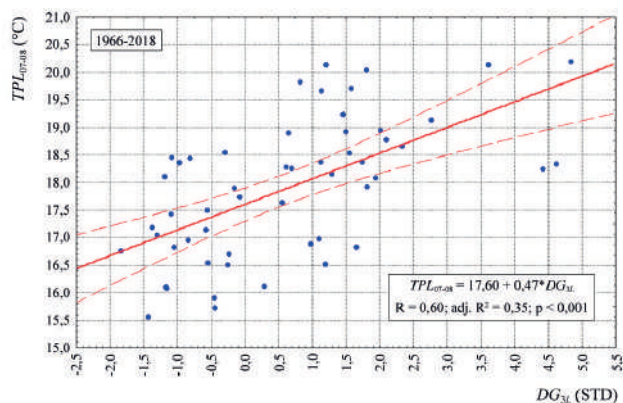
Zmienność czynnika sterującego całym łańcuchem procesów prowadzących do wzrostu temperatury w najcieplejszych miesiącach roku nad Polską objaśnia w latach 1966-2018 około 35% zmienności TPL_{07-08} , czyli tylko nieco powyżej 1/3 jej wariancji (rys. 9). Analiza przebiegu obserwowanych wartości TPL_{07-08} i wartości obliczonych jako liniowa funkcja zmiennej DG_{3L} wskazuje, że zmienność NA THC (wskaźnika DG_{3L}) steruje zmiennością długookresową TPL_{07-08} kształtując jej trendy i momenty zmian trendów, zgodne w czasie ze zmianami epok makrocyrkulacyjnych.

Zmienność wskaźnika DG_{3L} objaśnia około 20% wariancji sumy godzin usłonecznienia nad Polską w lipcu i sierpniu, które jest bezpośrednią przyczyną zmiany temperatury powietrza (rys. 10). Zwraca uwagę, że zmiana tego wskaźnika o jedną jednostkę pociąga za sobą w tych miesiącach zmianę usłonecznienia o około 20 godzin. Przy zmianie wartości wskaźnika od -2 do +4 daje to zmianę usłonecznienia o około 120 godzin, gdy obszarowa średnia wieloletnia (1966-2018) suma godzin usłonecznienia w lipcu i sierpniu jest równa 462 godziny, przy odchyleniu standardowym równym 68,2 godziny.

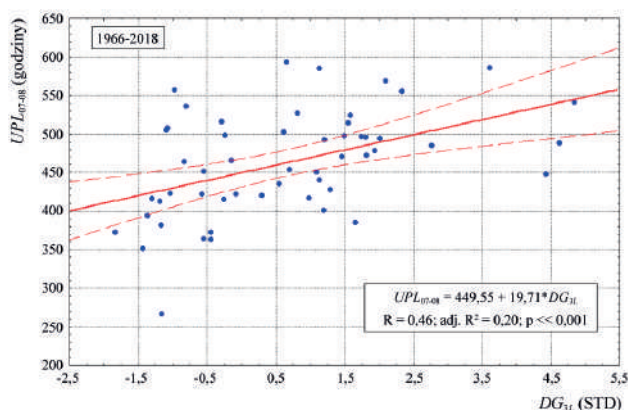
Przeгляд obu wykresów rozrzutu (rys. 9 i 10) uwidacznia stosunkowo duże rozproszenie punktów empirycznych wokół prostej regresji. Podstawową przyczyną tego rozproszenia jest odmienna rozdzielczość czasowa obu zmiennych oraz nieuwzględnienie w analizie frekwencji makrotypu C, którego występowanie, choć nie jest istotnie powiązane z DG_{3L} , wywiera wpływ na frekwencję makrotypów W i E (patrz podrozdział 3.3.2.), a tym samym i na strukturę pogód występujących w lipcu i sierpniu nad Polską.

4. Podsumowanie

Prześlędzony, może niezbyt prosty, łańcuch przyczynowo-skutkowy obserwowanego po roku 1988 wzrostu temperatury najcieplejszych miesięcy roku wskazuje, że podstawową rolę w tym procesie odegrała zmiana fazy NA THC, która doprowadziła do zmiany struktury procesów makrocyrkulacyjnych w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. W rezultacie wzrostu frekwencji makrotypu W w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, radykalnie zmieniła się po roku 1988 struktura typów sytuacji synoptycznych i pogód z nimi związanych, która doprowadziła do silnego wzrostu usłonecznienia. To z kolei stało się przyczyną wzrostu temperatury lipca i sierpnia nad Polską, a także nad rozległymi obszarami Europy.



Rys. 9. Średnia obszarowa temperatura lipca i sierpnia (TPL_{07-08}) jako funkcja wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego natężenie cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (1966-2018)



Rys. 10. Średnie obszarowe usłonecznienie lipca i sierpnia (UPL_{07-08}) jako funkcja wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego natężenie cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (1966-2018)

Cały łańcuch tych procesów ma charakter naturalny, łącznie ze zmiennością NA THC. Mechanizm zmienności NA THC w szczególności nie jest rozpoznany do końca. Większość publikowanych na ten temat prac wiąże zmiany intensywności THC z natężeniem zapadania wychłodzonych mas wód o zwiększonym zasoleniu w strefie bliskiej granicy lodów morskich (Morze Grenlandzkie, Morze Labrador; dodatnia faza THC). Procesy zapadania wychłodzonych, gęstych wód zostają okresowo przerywane przez wypływy lekkich, wychłodzonych i wysłodzonych wód z basenu Oceanu Arktycznego „przykrywając” rejonu konwekcji (ujemna faza NA THC). Proces ten ze swojej natury (silna nieliniowość o charakterze histerezy) jest niestabilny, dwustanowy [patrz np. Kuhlbrodt i in. 2007]. Występowanie silnej, multidekadowej zmienności w NA THC od XVI w. wykazały badania Gray’a i in. [2004]. Knudsen i in. [2010] rozszerzyli tę cezurę czasową występowania silnej zmienności NA THC na cały Holocen. Zarówno charakter przebiegu, jak i funkcjonowanie NA THC w epoce „preindustrialnej”, w której koncentracja CO_2

w atmosferze była znacznie niższa niż obecnie (ca 280 PPM), wskazuje, że zmienność NA THC i towarzyszące jej zmiany „epok cyrkulacyjnych” nie jest, pod względem swojej genezy, związana z tym, co nazywa się Antropogenicznym Globalnym Ociepleniem.

Na fakt bardzo silnego oddziaływania zmian stanu termicznego Atlantyku na występowanie nad obszarem Europy letnich anomalii temperatury powietrza i „fal upałów” zwracali uwagę już w 2005 roku Sutton i Hodson. Dalsze badania Suttona i Donga [2012] przeprowadzone na obszernym materiale w pełni potwierdziły wyniki wcześniejszych badań Suttona i Hodsona [2005], wskazując na działanie AMOC jako głównej przyczyny letnich silnych wzrostów temperatury powietrza nad Europą. Wyniki tej pracy stanowią kolejne potwierdzenie silnego wpływu zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego na zmienność warunków termicznych nad Polską, wskazując, że próby objaśnienia przyczyn i mechanizmów zmian klimatu wymagają wyjścia poza rozpatrywane od lat zmienną aktywność Słońca, eksplozje wulkanów, zmiany prędkości rotacji Ziemi, bliżej niejasne działanie czynników grawitacyjnych pochodzenia planetarnego, czy też efekt wzrostu koncentracji CO₂ w troposferze.

Literatura

- Degirmendźić J., Kożuchowski K., 2018, Circulation epochs based on the Vangengeim-Girs large scale patterns (1891-2010), *Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica Physica*, 17, 7-12, DOI: 10.18778/1427-9711.17.01
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., 2019, Variations of macro-circulations form over the Atlantic-Eurasian temperate zone according to the Vangengeim-Girs classification, *International Journal of Climatology*, 39 (13), DOI: 10.002/joc6118
- Dima M., Lohmann G., 2007, A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Journal of Climate*, 20 (11), 2706-2719, DOI: 10.1175/JCLI.14174.1
- Dimitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polyarnykh regionov, *Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg*, 358 s.
- Girs A.A., 1964. O sozdanii edinoini klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya. *Meteorologiya i Hidrologiya*, 4, 43-47
- Girs A.A., Kondratovich K.V., 1978, *Metody dolgosrochnykh prognozov pogody. Hidrometeoizdat, Leningrad*, 342 s.
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T., 2004, A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophysical Research Letters*, 31 (12), DOI: 10.1029/2004GL019932
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Jankowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), 437-472, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

- Knudsen M.F., Seidenkrantz M.-S., Jacobsen B.H., Kuijpers A., 2010, Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years, *Nature Communications*, 2 (178), DOI: 10.1038/ncomms1186
- Kożuchowski K., 2004, Skala i tendencje współczesnych zmian temperatury w Polsce, [w:] *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, K. Kożuchowski (red.), Zakład Dynamiki Środowiska i Bioklimatologii Uniwersytetu Łódzkiego, Wydawnictwo Biblioteka, Łódź, 25-45
- Kożuchowski K., Degirmendżić 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), 89-122
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej połowie XX wieku, *Przegląd Geofizyczny*, 46 (1-2), 81-90
- Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., Levermann A., Hofmann M., Rahmstorf S., 2007, On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning circulation, *Reviews of Geophysics*, 45 (2), DOI: 10.1029/2004RG000166
- Latif M., Roeckner E., Botzet M., Esch M., Haak H., Hagemann S., Jungclaus J., Legutke S., Marsland S., Mikolajewicz U., Mitchell J., 2004, Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic Thermohaline circulation with sea surface temperature, *Journal of Climate*, 17 (7), 1605-1614, DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<1605:RMAPMC>2.0.CO;2
- Limanówka D., Biernacik D., Czernecki B., Farat R., Filipiak J., Kasprówicz T., Pyrc R., Urban G., Wójcik R., 2012, Zmiany i zmienność klimatu od połowy XX w. [w:] *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym*. J. Wibig, E. Jakusik (red.), IMGW-PIB, Warszawa, 7-33
- Marsz A.A., 2005, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna?, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), IMGW, Warszawa, 32-52
- Marsz A.A., 2015, Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – zmienne sterujące w modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25, 249-334
- Michalska B., 2011, Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 67-75
- Osuchowska-Klein B., 1973, Analiza rocznych przebiegów częstości występowania makrotypów cyrkulacji atmosferycznej, *Przegląd Geofizyczny*, 18 (26), 223-242
- Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, IMGW, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 192 s.
- Outten S., Esau I., 2017, Bjerknes compensation in the Bergen Climate Model, *Climate Dynamics*, 49 (7-8), 2249-2260, DOI: 10.1007/s00382-06-3447-2
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Y., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkulacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletiiya, *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 39, 120-131
- Shaffrey L., Sutton R., 2006, Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model, *Journal of Climate*, 19 (7), 1167-1181, DOI: 10.1175/JCLI3652.1

Sutton R.T., Dong B., 2012, Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s, *Nature Geoscience*, 5, 788-792, DOI: 10.1038/ngeo1595

Sutton R.T., Hodson D.L.R., 2005, Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate, *Science*, 309 (5731), 115-118, DOI: 10.1126/science.1109496

Streszczenie

Między rokiem 1987 a 1989 doszło w Polsce do gwałtownej zmiany reżimu temperatury powietrza. W przebiegu temperatury rocznej, temperatury wiosny i średniej temperatury najcieplejszych miesięcy roku – lipca i sierpnia (dalej TPL_{07-08}) pojawił się silny i statystycznie istotny trend dodatni. Analizy wykazały, że w tym samym okresie silnie wzrosło usłonecznienie. Jego zmienność w latach 1966-2018 objaśnia 62,7% wariancji TPL_{07-08} . Przyczyną wzrostu usłonecznienia jest zmiana warunków makrocyrkulacyjnych – między rokiem 1987 a 1989 doszło do zmiany epok cyrkulacyjnych – epoka E uległa zmianie na epokę W. Wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengeima-Girsa nastąpił wzrost frekwencji dolnych sytuacji synoptycznych sprzyjających wzrostowi usłonecznienia. Przyczyną zmiany warunków makrocyrkulacyjnych w latach 1987-1989 była zmiana fazy składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (NA THC) z ujemnej na dodatnią. W wyniku tych zależności zarówno suma godzin usłonecznienia w lipcu i sierpniu, jak i TPL_{07-08} są dość silnie i wysoce istotnie powiązane bezpośrednio ze wskaźnikiem DG_{3L} , który charakteryzuje fazę i natężenie NA THC. Przeprowadzona analiza wskazuje, że proces wzrostu TPL_{07-08} po roku 1988 ma charakter naturalny i nie jest związany ze wzrostem koncentracji CO_2 w atmosferze.

Słowa kluczowe

Temperatura lipca i sierpnia, usłonecznienie, epoki cyrkulacyjne, cyrkulacja termohalinowa, Polska.

Summary

Between the year 1987 and the year 1989 there was a rapid change in the air temperature regime in Poland. A strong and statistically significant positive trend appeared both in the course of annual temperature, spring temperature, and average temperature of the warmest months of the year (July and August, marked as TPL_{07-08}). Analyses showed that sunshine duration increased strongly in the same period. Its volatility in the years 1966-2018 explains 62.7% of the variance of TPL_{07-08} . The reason for the increase in sunshine duration is the change in macro-circulation conditions. Between 1987 and 1989 there was a change in the circulation epoch from the E to the W epoch. With the increase in the frequency of W macrotype the mid-tropospheric circulation, according to the Wangengeim-Girs classification, there was an increase in the frequency of lower synoptic situations, conducive to the increase in sunshine duration. The reason for the change in atmospheric macro-circulation conditions within 1987-1989 was the change of the phase of the surface thermohaline circulation in the North Atlantic (NA THC) from the negative to the positive one. As a result of these relationships, both the sum of sunshine hours in July and August, as well as TPL_{07-08} are quite strongly and highly significantly, and related directly to the DG_{3L} indicator, which is characterized by the phase and intensity of NA THC. The analysis shows

that the increase process of TPL_{07-08} after 1988 results from natural causes and is not related to the increase of CO_2 concentration in the atmosphere.

Keywords

Temperature of July and August, sunshine duration, circulation epochs, thermohaline circulation, Poland.

ANOMALIE TERMICZNE O DUŻYM ZASIĘGU PRZESTRZENNYM W EUROPIE (1951-2018)

THERMAL ANOMALIES WITH LARGE GEOGRAPHIC COVERAGE IN EUROPE (1951-2018)

Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Robert TWARDOSZ

1. Wprowadzenie

Pojawienie się dwóch niezwykle upalnych okresów letnich – w 2003 r. w zachodniej Europie i w 2010 r. we wschodniej Europie – stało się dla autorów impulsem do podjęcia badań dotyczących anomalii termicznych w Europie: ich częstotliwości, zmian czasowych, obszarów występowania i wielkości anomalii. Wyniki tych badań zostały opublikowane w monografii zatytułowanej *Anomalie termiczne w Europie (1951-2010)* [Kossowska-Cezak, Twardosz 2017].

Druga dekada XXI wieku przyniosła kolejne okresy anomalnie ciepłe, z rekordowym pod tym względem rokiem 2018. To sprawiło, że problem anomalii termicznych nie stracił na aktualności, ale nabrał nawet jeszcze większej wagi. W wieku XX problem stanowiły niezwykle mroźne okresy zimowe, a od końca wieku XX coraz częściej pojawiają się niezwykle gorące okresy letnie, a także bardzo ciepłe okresy wiosenne i jesienne. Stanowią one jedno z ekstremalnych zjawisk natury klimatycznej, wpływających na przyrodę, człowieka, jego zdrowie i samopoczucie oraz wiele dziedzin gospodarki. W związku z tym autorzy zdecydowali się na kontynuację badań dotyczących anomalii termicznych w Europie, obejmując nimi okres do ostatniego minionego roku, tj. do 2018 roku. Kontynuacja ta polega nie tylko na przedłużeniu okresu objętego badaniami, ale też na przyjęciu innego punktu widzenia na same anomalie: skupiono uwagę na anomaliami o dużym zasięgu przestrzennym. Podjętemu tematowi będzie poświęcona publikacja książkowa (monograficzna), a w tym artykule przedstawiono tylko wybrane wstępne wyniki.

Anomalie termiczne są tematem bardzo licznych opracowań. Bogaty zestaw literatury z tego zakresu znajduje się we wspomnianej monografii [Kossowska-Cezak, Twardosz 2017], dlatego też rezygnujemy tu z powołań, tym bardziej że w artykule podajemy tylko oryginalne wyniki badań dokonanych przez autorów.

Celem badań jest uzyskanie wiedzy o częstotliwości, terminach, miejscu i zasięgu przestrzennym niezwykle zimnych i ciepłych miesięcy, pór roku i lat na obszarze Europy kontynentalnej i jej szerokiego otoczenia oraz o wielkości anomalii termicznej od połowy XX wieku do roku 2018.

2. Materiały i metody opracowania

Podstawą opracowania są wartości średnie miesięczne, sezonowe i roczne z 210 stacji meteorologicznych z obszaru Europy i otaczających wysp oraz Azji Mniejszej i północnego wybrzeża Afryki (rys. 1). Większość stacji (182) znajduje się poniżej 300 m n.p.m., a 10 stacji powyżej 1000 metrów.

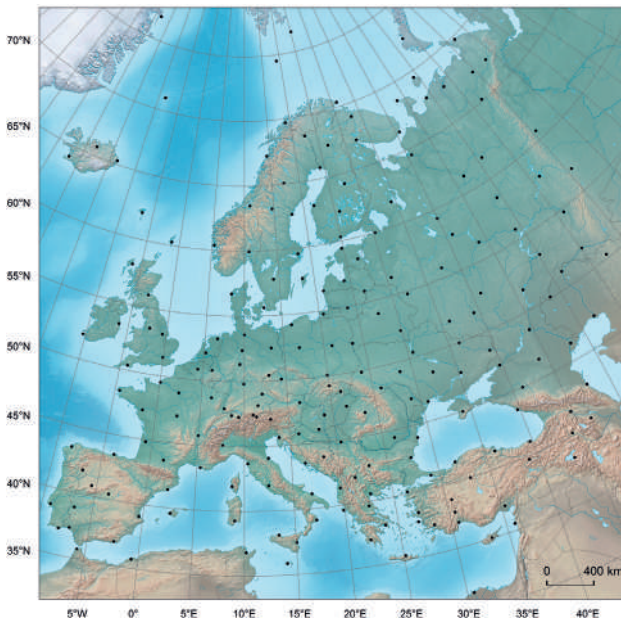
Dane (z jednej stacji 1156 wartości, z 210 stacji 242760) uzyskano z:

- 1) z ogólnodostępnych baz internetowych: holenderskiej European Climate Assessment & Dataset, amerykańskiej National Climatic Data Center, hiszpańskiej Ogimet;
- 2) z publikacji World Weather Records (WWR);
- 3) niektóre serie uzyskano z narodowych służb meteorologicznych.

Korzystanie z wielu źródeł danych miało tę zaletę, że w przypadkach wątpliwych co do rzeczywistej wartości temperatury powietrza była możliwość ich weryfikacji. Nieliczne brakujące dane uzupełniano przy zastosowaniu metod powszechnie stosowanych w klimatologii (metoda różnic).

Za anomalne pod względem termicznym miesiące, pory roku i lata przyjęto te, w których średnia temperatura powietrza t_{sr} na danej stacji różni się od odpowiedniej średniej wieloletniej (1951-2010) przynajmniej o 2 odchylenia standardowe (σ). W ten sposób wyróżniono miesiące, pory roku i lata niezwykle zimne (NZ: $t \leq t_{sr} - 2\sigma$) i niezwykle ciepłe (NC: $t \geq t_{sr} + 2\sigma$).

Anomalne pod względem termicznym okresy w latach 2011-2018 wyłoniono na podstawie okresu referencyjnego 1951-2010. Taki zabieg pozwala na zachowanie porównywalności wyników z ostatnich 8 lat z tymi z poprzednich 60 lat, a zarazem zostawia autorom otwartą drogę do podobnego opracowania anomalii, jakie prawdopodobnie pojawią się w przyszłości.



Rys. 1. Lokalizacja stacji meteorologicznych wykorzystanych w opracowaniu

3. Liczba, przebieg roczny i wieloletni liczby miesięcy NZ i NC

W latach 1951-2018 wystąpiło 396 NZ miesięcy (NZM) i 468 NC miesięcy (NCM). NZM występują z podobną częstością w ciągu całego roku (29-35 w miesiącu w ciągu 68 lat), a NCM są częstsze od kwietnia do października (40-48 w miesiącu) niż od listopada do marca (28-39) (rys. 2). Najwięcej NZM przypada na zimę (27,5%), najmniej na jesień (23,2%), najwięcej NCM na lato (29,5%), a najmniej na zimę (19,4%) (tab. 1).

Częstość NZM była największa w latach 1966-1980 (razem 127 spośród 396 w ciągu 15 lat), do roku 1990 po 29-45 w ciągu 5 lat, a po roku 1990 nastąpił systematyczny spadek od 24 w 5-leciu do 5 w latach 2016-2018 (rys. 3). Liczba NCM była najmniejsza w 5-leciu 1976-1980 – tylko 16 z 486, a w latach 1961-1990 w żadnym 5-leciu nie osiągnęła 30. Po roku 1990 ich liczba zaczęła wzrastać od 34 na 5 lat do 51 w 5-leciach od 2006 do 2015. W ciągu 3 lat od 2016 do 2018 było już 34 NCM.

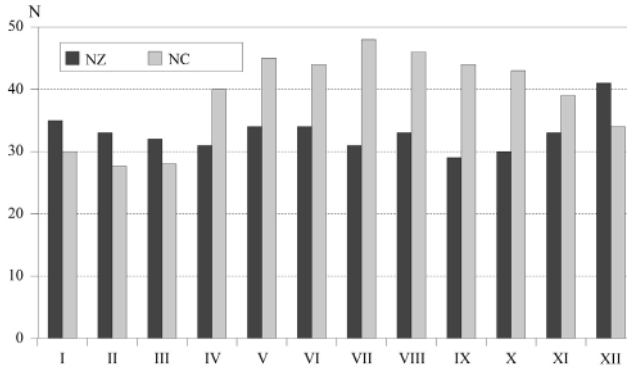
Tabela 1. Liczba miesięcy anomalnych w porach roku

Miesiąc	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Suma
NZ	109	97	98	92	396
%	27,5	24,5	24,5	23,2	100,0
NC	91	113	138	126	468
%	19,4	24,2	29,5	26,9	100,0

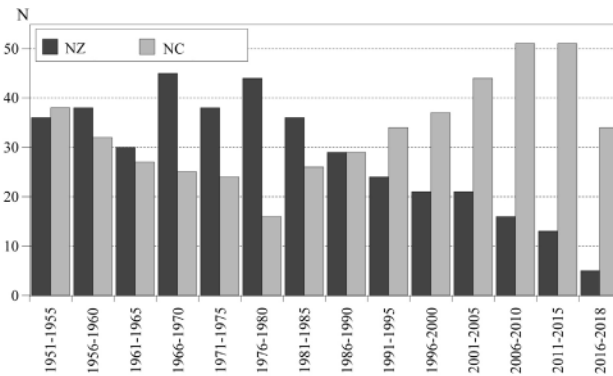
Największą liczbą 11 NZM wyróżniły się lata 1956 (bez stycznia), 1968 (bez kwietnia) i 1969 (bez października), natomiast NZM zupełnie nie wystąpiły w roku 2016 i tylko jeden NZM był w roku 2007 (kwiecień), ponadto było 10 lat z dwoma NZM. W odróżnieniu od NZM, zdarzały się lata ze wszystkimi NCM. Po 12 takich miesięcy było w latach 2002, 2008, 2014, 2016, 2018, ponadto po 11 NCM było w latach 2000 (bez stycznia), 2010 (bez marca) 2012 (bez grudnia). Nie było ani jednego roku w ogóle bez NCM w jakiegokolwiek części Europy, a tylko jeden NCM wystąpił w roku 1980 (sierpień) i po dwa miesiące w latach 1965 i 1986. W latach 1951-1990 wystąpiło 296 NZM i 217 NCM, a w latach 1991-2018 100 NZM i 251 NCM. Większość NCM wystąpiła już w XXI wieku.

4. Zasięg przestrzenny NZ i NC miesięcy, pór roku i lat

Większość anomalnych pod względem termicznym okresów pojawia się na niewielkim obszarze, często tylko na pojedynczych stacjach (tab. 2). Na 1-5 stacjach pojawia się więcej niż połowa (do 60%) wszystkich NZ i NC miesięcy i pór roku, a na 6-19 stacjach dalsze 30%. Można zatem stwierdzić, że większość anomalii stanowi zjawisko o niewielkiej skali przestrzennej. Nie są one obojętne w obszarze ich wystąpienia, ale największą rolę odgrywają i pociągają najpoważniejsze skutki anomalie o dużym zasięgu. Za takie uznano te, które wystąpiły na co najmniej 20 stacjach. Jest ich zaledwie kilkanaście procent (tab. 2), ale obejmują one więcej niż połowę wszystkich przypadków NZ i NC miesięcy i pór roku.



Rys. 2. Przebieg roczny liczby (N) miesięcy NZ i NC



Rys. 3. Zmiany wieloletnie liczby (N) miesięcy NZ i NC (sumy 5-letnie)

Częstość NZM i NCM o różnym zasięgu zmieniała się w wieloletniu 1951-2018 (rys. 4). W tym czasie nie tylko malała częstość NZM i pór roku, ale też zmniejszał się ich zasięg przestrzenny, a NCM i pory roku występują coraz częściej i mają coraz większy zasięg.

Dotychczasowe wyniki dotyczyły wszystkich wyłonionych na podstawie przyjętego kryterium NZ i NC miesięcy i pór roku. Dalsza część opracowania będzie dotyczyła tylko tych, które wystąpiły na co najmniej 20 stacjach spośród 210. Zostały one nazwane wielkoobszarowymi anomaliami termicznymi – WAT (ujemne i dodatnie: WAT- i WAT+).

5. Liczba, przebieg roczny i wieloletni liczby WAT

W ciągu wielolecia 1951-2018 wystąpiły 53 WAT ujemne (WAT-) i 74 WAT dodatnie (WAT+) miesięczne oraz 16 WAT- i 31 WAT+ sezonowych. Miesięcznych WAT- było najwięcej w zimie (21) i w jesieni (19), najmniej w lecie (2), WAT+ najwięcej w lecie (32), a najmniej w zimie (7) (tab. 3). Liczba WAT- i WAT+ w poszczególnych porach roku była mniej zróżnicowana, ale letnie maksimum częstości WAT+ w lecie zaznaczyło się również bardzo wyraźnie.

Tabela 2. Udział procentowy NZ i NC miesięcy, pór roku i lat o różnym zasięgu przestrzennym

Liczba stacji	NZ				NC			
	1	1-5	6-19	≥20	1	1-5	6-19	≥20
Miesiące	22,7	59,1	27,5	13,4	22,2	53,4	30,8	15,8
Pory roku	27,0	59,5	27,8	12,7	18,4	52,8	28,2	19,0
Lata	26,5	67,6	20,6	11,8	21,1	44,8	28,9	26,3

Tabela 3. Liczba wielkoobszarowych ujemnych (WAT-) i dodatnich (WAT+) anomalii termicznych

Miesiące	WAT-	WAT+	Pory roku	WAT-	WAT+
Zimowe	21	7	Zimy	5	4
Wiosenne	11	16	Wiosny	3	8
Letnie	2	32	Lata	3	11
Jesienne	19	19	Jesienie	5	8
Razem	53	74	Razem	16	31

W rzeczywistości WAT- najczęściej występowały od września do marca, a w czerwcu i lipcu nie było ani jednej, WAT+ natomiast najczęściej występowały od kwietnia do września, z silnym maksimum częstości w lipcu i sierpniu (rys. 5).

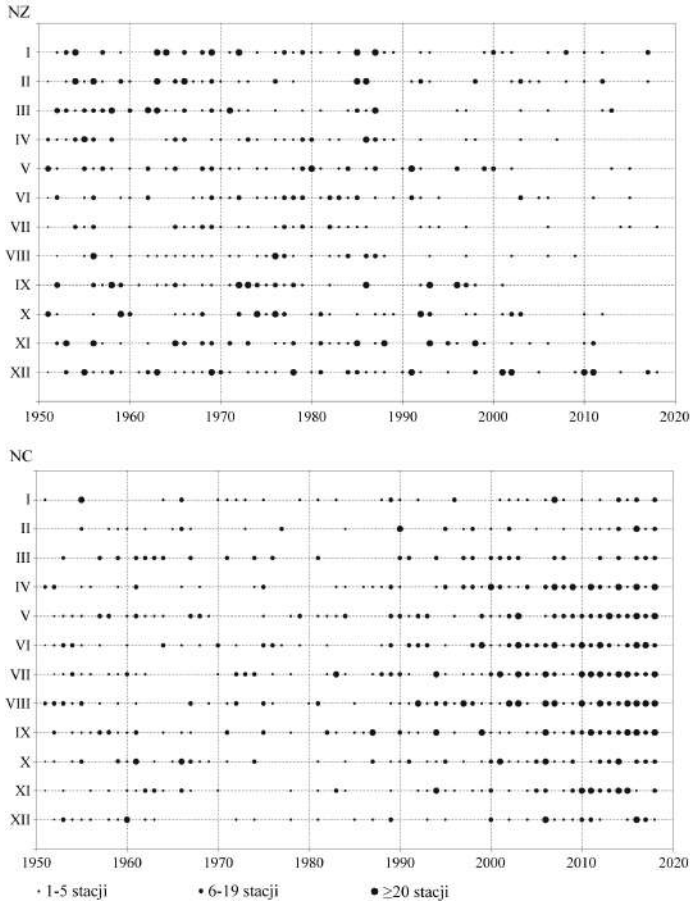
Liczba WAT- i WAT+ silnie zmieniała się w ciągu 68 lat. Współczesne ocieplenie bardziej zaznacza się w liczbie WAT- i WAT+ niż w liczbie NZ i NC miesięcy (rys. 6). Najwięcej WAT- wystąpiło w 5-leciach 1951-1955 (8) i 1961-1965 (7), a po roku 2010 nie było ani jednej. WAT+ nie było w latach 1976-1980 i tylko po jednej w 5-leciach od 1951 do 1965, a najwięcej w latach 2011-2015 (17) i 2006-2010 (16). W ostatnich trzech latach jest ich również dużo (14). Ogólnie w latach 1951-1995 wystąpiło 47 WAT- i 14 WAT+, a w latach 1996-2018 było zaledwie 6 WAT- i aż 60 WAT+.

6. Zróznicowanie przestrzenne liczby WAT

W celu określenia cech rozkładu przestrzennego WAT obszar objęty badaniem podzielono na 17 części (rys. 7) i obliczono liczbę WAT- i WAT+ miesięcznych i sezonowych w każdej z tych części w ciągu lat 1951-2018 (rys. 8).

Spośród 53 miesięcznych WAT- najwięcej – 70-74% wystąpiło w środkowej części Europy, w pasie od zachodniego krańca Francji do Białorusi i środkowej Ukrainy (części X i XI). Najbardziej WAT- pojawiały się w północno-zachodniej części rozpatrywanego obszaru, obejmującej głównie powierzchnie oceaniczne (I i IV), oraz na krańcu północno-wschodnim (III) – zaledwie po 15% WAT-. Ogólnie WAT- jest mniej (30-38%) w zachodniej Europie, o klimacie morskim, i na krańcach wschodnich kontynentu niż w części środkowej, otaczającej opisaną wcześniej „jądro” o największej częstości WAT-. Należy tu zwrócić uwagę, że w tej to części znajduje się Polska.

Największą częstością WAT+ odznacza się większy obszar niż w przypadku WAT-, ale to maksimum częstości jest wyrażone nieco słabiej. Najwięcej WAT+ występuje również w środkowej części Europy, tzn. w częściach X i XI, ale tyle samo (66-68% spośród 74 WAT+)



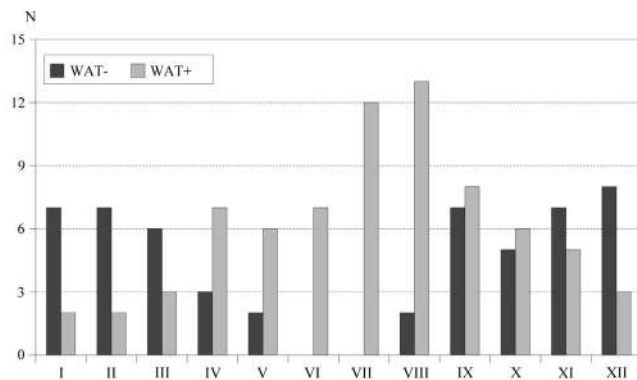
Rys. 4. Występowanie miesięcy NZ i NC na różnej liczbie stacji

w położonych bezpośrednio na południe częściach XV i XVI, obejmujących Półwysep Apeniński i Bałkański. Ta różnica między obszarami najczęstszego występowania WAT- i WAT+ wskazuje na rolę bariery orograficznej biegnącej równoleżnikowo przez Europę, ograniczającej rozprzestrzenianie się na południe WAT-. Na pozostałej większej części obszaru Europy częstość WAT+ wynosi 35-45%, z wyjątkiem wschodniego krańca kontynentu, gdzie częstość maleje do 9-26%.

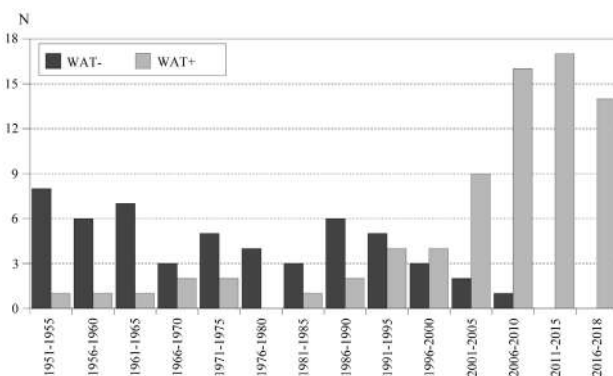
Częstość WAT- i WAT+ znacznie zmieniała się w ciągu roku. Przykłady najbardziej rozległych WAT- i WAT+ będą ukazane na podstawie okresów najczęstszego ich występowania: WAT- w zimie i WAT+ w lecie.

7. WAT- w okresie zimowym

Spośród 53 WAT- miesięcznych najwięcej wystąpiło w zimie – 21; WAT- sezonowych było w zimie 5 w ciągu 68 lat. Liczbę tych WAT- w poszczególnych częściach Europy przedstawiono na rysunku 8. Najwięcej miesięcznych WAT- wystąpiło w części XI i niewiele mniej w częściach



Rys. 5. Przebieg roczny liczby (N) miesięcy z WAT- i WAT+



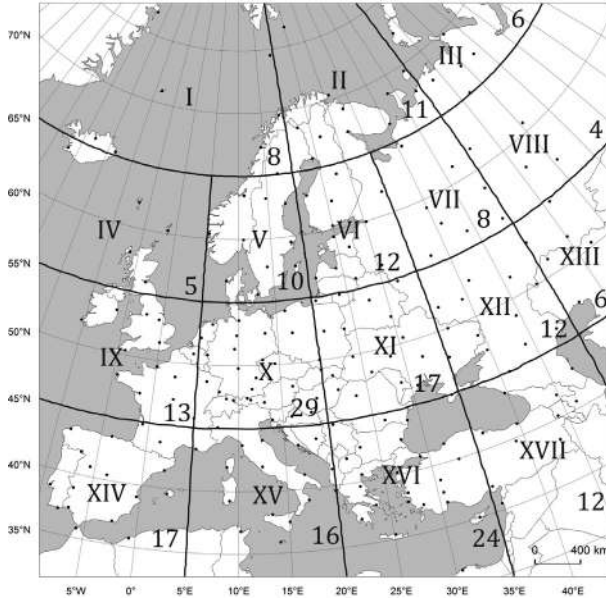
Rys. 6. Zmiany wieloletnie liczby (N) WAT- i WAT+

X i XV (odpowiednio 17, 14 i 13), a najmniej na krańcach północno-zachodnich i północnych kontynentu, w częściach I-IV (6-4 WAT-). Najwięcej WAT- zimowych było w częściach VII, X i XI, a najmniej w częściach IV i IX, w części II zaś WAT- w zimie nie było w ogóle.

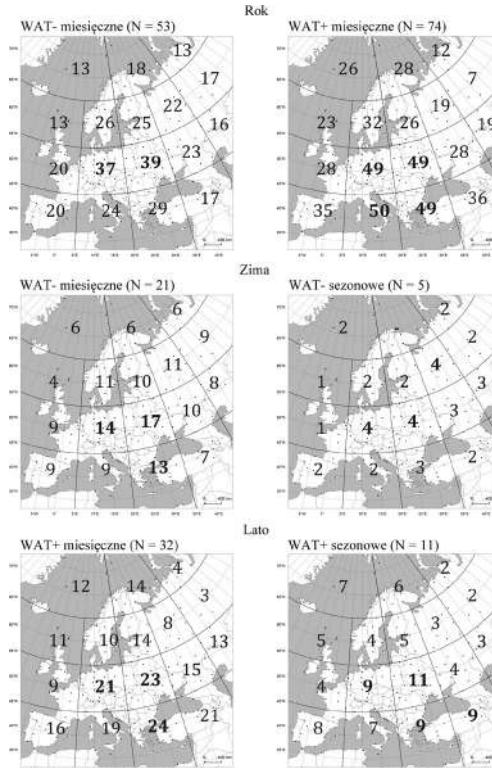
WAT- miesięczna o największym zasięgu wystąpiła w lutym 1956 (117 stacji), a sezonowa w zimie 1962/63 (71 stacji) (rys. 9 i 10). Należy tu jeszcze wspomnieć o bardzo rozległych WAT- z okresu zimy w styczniu 1963 (74 stacje) i styczniu 1987 (70 stacji), a także WAT- w przejściowych porach roku: w listopadzie 1963 r. (82 stacje) i w jesieni 1993 r. (83 stacje) oraz w marcu 1987 r. (69 stacji) i na wiosnę 1987 r. (57 stacji).

8. WAT+ w okresie letnim

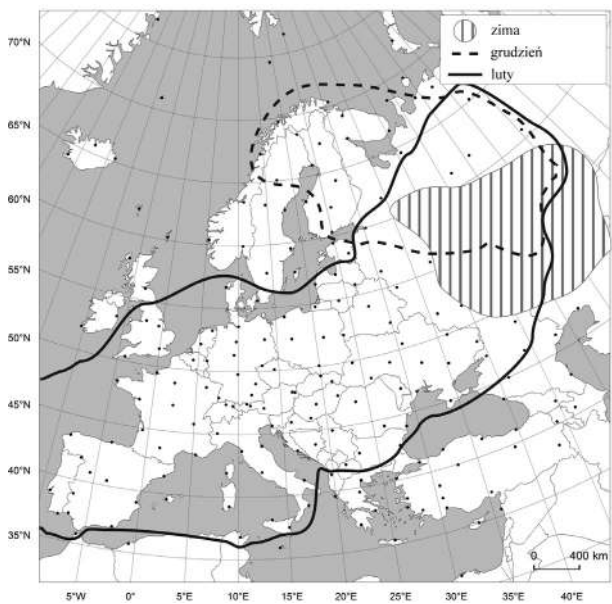
Na miesiące letnie przypadło 32 spośród 74 WAT+. Najwięcej z nich wystąpiło w częściach XVI (24) i XI (23), tzn. na obszarze od wschodniej Polski i Białorusi do Półwyspu Bałkańskiego i zachodniej części Azji Mniejszej (rys. 8). Niewiele mniej, po 21, było WAT+ w częściach X i XVII. Zaznaczyła się zatem strefa przechodząca od północno-zachodu, od południowych wybrzeży Morza Północnego i Bałtyku, na południo-wschód, przez Półwysep Bałkański i Azję



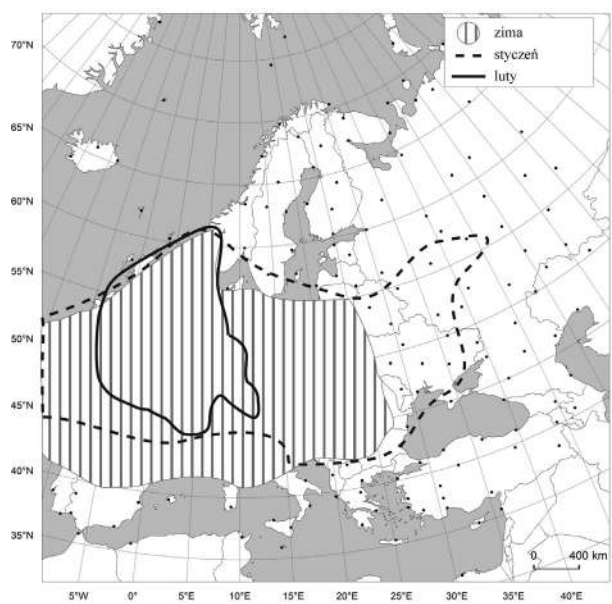
Rys. 7. Podział obszaru opracowania na 17 części i liczba uwzględnionych stacji w każdej z nich



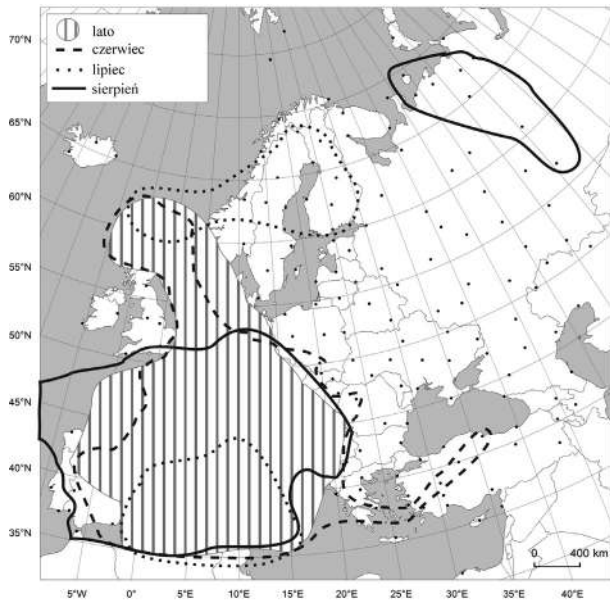
Rys. 8. Liczba WAT- i WAT+ miesięcznych w roku (górze), w zimie (środek) i w lecie (dół) w wydzielonych 17 częściach Europy



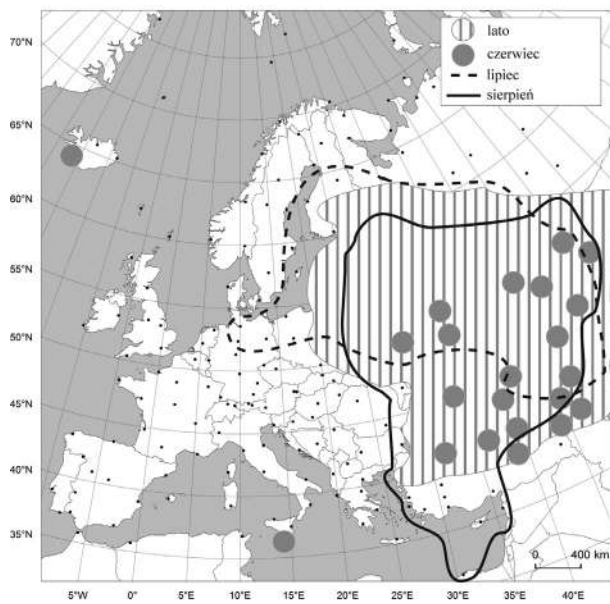
Rys. 9. Zasięg NZ zimy 1955/56 i NZ miesięcy zimowych



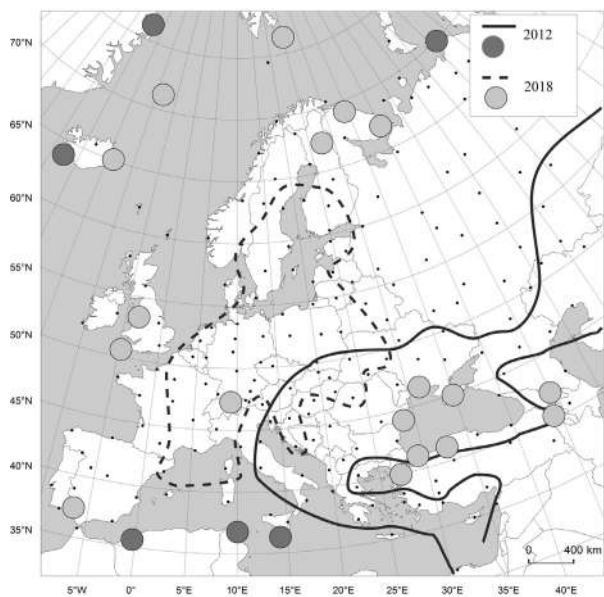
Rys. 10. Zasięg NZ zimy 1962/63 i NZ miesięcy zimowych



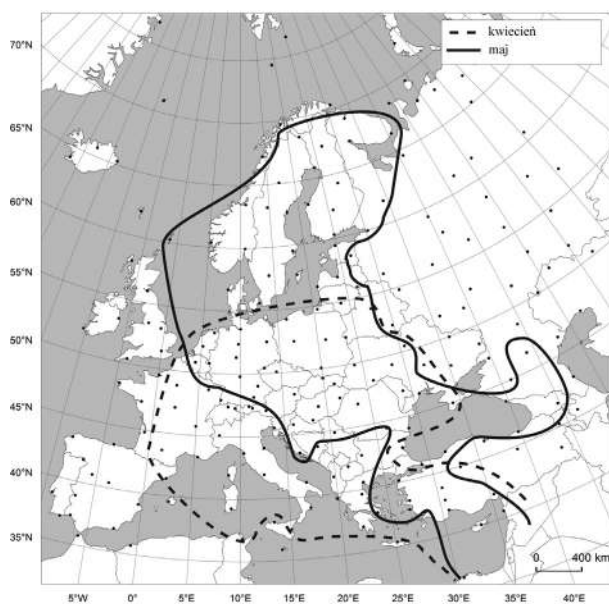
Rys. 11. Zasięg NC lata 2003 i NC miesiący letnich



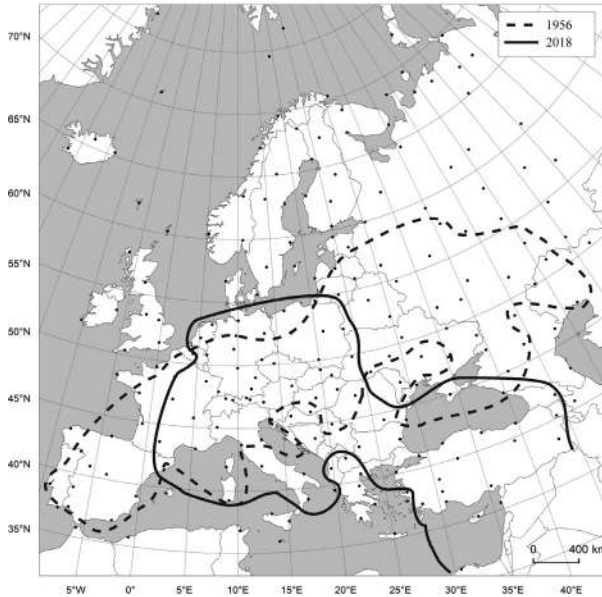
Rys. 12. Zasięg NC lata 2010 i NC miesiący letnich



Rys. 13. Zasięgi NC lata 2012 i 2018



Rys. 14. Zasięgi NC kwietnia i maja 2018 r.



Rys. 15. Zasięgi NZ roku 1956 i 2018

Mniejszą aż do Zakaukazia. Ta sama strefa odznacza się też największą częstością sezonowych letnich WAT+. Wystąpiło tu co najmniej 9 spośród 11 WAT+, a w części XI (m.in. wschodnia Polska) wszystkie stwierdzone 11 WAT+. Względnie dużo letnich WAT+, tak miesięcznych, jak i sezonowych (odpowiednio 16-19 i 7-8) pojawiło się też w zachodniej części basenu Morza Śródziemnego i na Półwyspie Iberyjskim (części XIV i XV). Zdecydowanie najmniej letnich WAT+, zwłaszcza miesięcznych (zaledwie 3-4) zdarzyło się na krańcu północno-wschodnim Europy (części III i VIII).

Najbardziej rozległe WAT+ miesięczne w lecie wystąpiły w czerwcu i sierpniu 2003 r. (62 i 68 stacji) oraz w lipcu i sierpniu 2010 r. (62 i 64 stacje); w obydwu tych latach wystąpiły też WAT+ sezonowe (64 i 65 stacji) (rys. 11 i 12). W obydwu tych porach roku WAT+ wystąpiły we wszystkich kolejnych miesiącach. Porównywalne pod względem zasięgu WAT+ letnie wystąpiły też w latach 2012 (62 stacje, we wszystkich miesiącach WAT+) i 2018 (69 stacji, WAT+ w lipcu i sierpniu, a czerwiec NCM na 19 stacjach) (rys. 13). Cechą charakterystyczną tych letnich WAT+ jest fakt, że WAT+ sezonowa obejmuje znacznie więcej stacji niż w którymkolwiek miesiącu w tej porze roku. To oznacza, że w zasięgu anomalii sezonowej wszystkie miesiące były bardzo ciepłe, choć nie we wszystkich temperatura średnia spełniła przyjęte kryterium anomalii.

Do WAT+ o bardzo dużym zasięgu przestrzennym należą też te, które wystąpiły wiosną 2018 r.: w kwietniu (84 stacje) i maju (83 stacje) oraz sezonowa (62 stacje) (rys. 14). Warto dodać, że w roku 2018 wystąpiły też najdłuższe w wieloleciu ciągi WAT+: w Zonguldak (na wschód od Stambułu) 5-miesięczny, od maja do września, i w Stambule 4-miesięczny, od maja do sierpnia. W Polsce w tym roku na wielu stacjach wystąpił 3-miesięczny ciąg WAT+ od kwietnia do czerwca.

WAT obejmujące cały rok występowały rzadko. W ciągu 68 lat WAT- było 4 (ostatni w 1987 r.), a WAT+ 10 (wszystkie po 2007 r.). Najbardziej rozległa WAT- roczna wystąpiła w 1956 r. (81 stacji), a WAT+ w 2018 roku (również 81 stacji, rys. 15).

9. Podsumowanie i wnioski

Występowanie anomalii termicznych jest naturalną cechą klimatu Europy; objęły one więcej niż połowę miesięcy i pór roku w latach 1951-2018. Większość z nich obejmuje jednak małe obszary albo tylko pojedyncze stacje. Na co najmniej 10% stacji (WAT) wystąpiło 53 NZM i 74 NCM, 16 NZ pór roku i 31 NC pór roku; WAT- obejmujący cały rok wystąpił tylko 4 razy, a WAT+ 10 razy w ciągu 68 lat. Największe z tych wielkoobszarowych anomalii termicznych (WAT) obejmowały więcej niż trzecią część kontynentu.

Takie anomalie, stanowiące największe zakłócenia w przebiegu rocznym temperatury i pociągające najgroźniejsze skutki przyrodnicze i gospodarcze, pojawiały się rzadko na tym samym obszarze, ale w XXI wieku wyraźnie wzrosła częstość dodatnich wielkoobszarowych anomalii termicznych.

Współczesne ocieplenie zachodzi poprzez zwiększającą się częstość okresów anomalnie ciepłych i malejącą okresów anomalnie zimnych, a także przez zmiany ich zasięgu: w latach 1951-1995 wystąpiło 47 WAT- i 14 WAT+, a 1996-2018 6 WAT- i 60 WAT+. Po roku 2010 nie było ani jednej WAT-.

Największe względne anomalie termiczne mogą przekraczać 3 odchylenia standardowe (σ), a wyjątkowo nawet 4 σ (lata 2003 i 2010) bez względu na typ klimatu.

Obszarem najczęściej nawiedzonym przez WAT jest środkowa część Europy – od zachodnich krańców Francji do Białorusi i środkowej Ukrainy. Jest tu najwięcej zarówno WAT-, jak i WAT+, ale WAT+ z taką samą częstością występują też w środkowo-południowej Europie. Ogólnie więcej WAT+ pojawia się na południu Europy niż na północy.

Jak wspomniano na wstępie, przedstawiono tu tylko wstępne wyniki opracowania, którego publikacja pt. *Wielkoobszarowe anomalie termiczne w Europie (1951-2018)*, zawierająca całościowe wyniki będzie opublikowana przez Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Literatura

Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2017, Anomalie termiczne w Europie (1951-2010). IGiGP UJ, Kraków, 184 s.

Streszczenie

W artykule przytoczono wstępne wyniki opracowania dotyczącego anomalnych pod względem termicznym – niezwykle zimnych i niezwykle ciepłych miesięcy i pór roku w Europie. Podstawą opracowania są wartości średnie miesięczne, sezonowe i roczne temperatury powietrza z 210 stacji meteorologicznych z lat 1951-

2018. Za anomalne pod względem termicznym przyjęto te okresy, w których średnia temperatura różniła się od odpowiedniej średniej z lat 1951-2010 przynajmniej o 2 odchylenia standardowe (miesiące, pory roku i lata niezwykle zimne i niezwykle ciepłe).

Stwierdzono, że:

- 1) anomalie termiczne występują często, ale w większości na bardzo małych obszarach;
- 2) anomalie o dużym zasięgu pojawiają się podczas kilku procent miesięcy, pór roku i lat wielolecia;
- 3) w ciągu 68-lecia anomalie ujemne występują coraz rzadziej i mają coraz mniejszy zasięg, a anomalie dodatnie występują coraz częściej i mają coraz większy zasięg;
- 4) częstość anomalii termicznych na obszarze Europy jest znacznie zróżnicowana: anomalie o dużym zasięgu przestrzennym najczęściej nawiedzają środkową część Europy, a najrzadziej krańce północno-zachodnie i północno-wschodnie obszaru objętego badaniem.

Słowa kluczowe

Anomalie termiczne, miesiące roku niezwykle zimne, pory roku niezwykle zimne, miesiące niezwykle ciepłe, pory roku niezwykle ciepłe, Europa.

Summary

The paper reports preliminary results of a study into thermally anomalous seasons and months (exceptionally cool, EC, and exceptionally warm, EW) in Europe. The study looked at average monthly, seasonal and annual air temperatures calculated for 210 weather stations over the period 1951-2018. An anomalous period was defined to have at least two standard deviations of a difference from its relevant average over the study period.

The study found that:

- 1) Thermal anomalies were frequent, but mostly covered small areas;
- 2) Anomalies covering large areas tended to affect merely single-digit percentages of the relevant periods;
- 3) Anomalously cool periods were decreasing in frequency and in coverage, while the warm anomalies displayed the opposite trend;
- 4) Their frequency was highly varied with expansive anomalies typically affecting the central part of Europe and least frequently affecting its north-western and north-eastern extremities.

Keywords

Thermal anomalies, exceptionally cold months of the year, exceptionally cold seasons, exceptionally warm months, exceptionally warm seasons, Europe.

OCIEPLENIE KLIMATU POLSKI NA PRZYKŁADZIE POZNAŃ, NA PODSTAWIE WYSTĘPOWANIA NAJCIEPLEJSZYCH I NAJCHŁODNIEJSZYCH MIESIĘCY, PÓR ROKU I LAT W WIELOLECIU 1848-2018

WARMING EFFECT OF POLAND FOR EXAMPLE POZNAŃ ACCORDING TO OCCURRENCE WARMEST AND COLDEST MONTHS, SEASONS AND YEARS IN THE PERIOD 1848-2018

Tomasz KASPROWICZ

1. Wprowadzenie

Skrajne warunki atmosferyczne były zawsze przedmiotem szczególnego zainteresowania człowieka, gdyż mogą one wpływać negatywnie na warunki jego życia. Świadczą o tym zapisy o tego typu wydarzeniach w dawnych kronikach, kiedy nie było jeszcze prowadzonych instrumentalnych pomiarów pogody. Cennych informacji na ten temat dostarcza opracowanie Girgusia i in. [1965], obejmujące okres od X do XVI w. na ziemiach polskich. Skrajne wartości temperatury powietrza, będącej zasadniczym elementem pogody, są interesujące zwłaszcza w odniesieniu do okresów letnich i zimowych, gdyż wyznaczają termiczne ramy klimatu – możliwy w danym miejscu czy regionie zakres wahań tego elementu. Jednak na funkcjonowanie systemu przyrodniczego, którego człowiek jest elementem, skrajne warunki termiczne wywierać mogą niekorzystny wpływ w każdym okresie roku.

2. Materiał i metody

Podstawowym źródłem badań wieloletniej zmienności cech termicznych klimatu są serie pomiarowe zawierające najczęściej średnie miesięczne temperatury powietrza. W obecnych granicach Polski dla około dziesięciu stacji dysponujemy seriami obejmującymi przynajmniej sto dwadzieścia lat, które uznaje się w literaturze jako jednorodne, wykorzystywanymi do badań wieloletnich zmian temperatury. Dla trzech stacji (lokalizacji) są to serie rozpoczynające się w XVIII w. – Warszawa 1779 r. [Lorenc 2000a], Wrocław 1791 r. [Bryś, Bryś 2010] i Kraków 1792 r. [Trepieńska, Kowanetz 1997]. W ostatnim czasie do grupy tej zaliczono Poznań, z ponad 120-letnią homogeniczną serią obserwacyjną, obejmującą średnie miesięczne temperatury powietrza od roku 1848 r. W opracowaniu Kolendowicza i in. [2019] seria ta kończy się na roku 2016 (169 lat) i właśnie ten materiał był dla autora główną inspiracją do przeprowadzenia przedstawionej poniżej analizy. Dla celów badawczych serię 1848-2016 uzupełniono o dwa lata 2017-2018.

Celem niniejszego opracowania było poznanie czasu występowania skrajnych wartości średniej temperatury miesięcy, pór roku i lat w okresie 1848-2018. Wielkość odchylenia od średniej potraktowano w tym przypadku jako kwestię drugorzędą, a często ją pominięto. Pory roku ujęto jako okresy trzymiesięczne: zima – grudzień, styczeń, luty; wiosna – marzec, kwiecień, maj; lato – czerwiec, lipiec, sierpień; jesień – wrzesień, październik, listopad. Zastosowano bardzo prostą metodę wydzielenia okresów wyjątkowych pod względem termicznym – wybrano po dziesięć najcieplejszych i najchłodniejszych. Jak łatwo obliczyć, liczba miesięcy wyjątkowych termicznie wydzielonych tą metodą powinna wynieść 240, pór roku – 80, a lat – 20.

Wyodrębnione w ten sposób miesiące, pory roku czy lata wyjątkowe termicznie stanowią w całym wieloleciu niecałe 12% (odpowiednio po niecałe 6% najcieplejsze i najchłodniejsze). Jednak w praktyce, w przypadku miesięcy zdarzało się niekiedy, że ich liczba była nieco większa niż dziesięć (np. dwanaście najchłodniejszych wrześni), gdyż zdarzały się miesiące z taką samą wartością średniej temperatury. Jest to inne podejście do wydzielenia skrajnych termicznie okresów niż spotykane niejednokrotnie w literaturze.

Kossowska-Cezak [1993] analizując w odniesieniu do wielolecia niezwykle ciepłe lato roku 1992, zaproponowała do wydzielenia miesięcy oraz pór roku anomalnych termicznie kryterium odchylenia standardowego, stosując progi jednego oraz dwóch odchylenia standardowych – te miesiące (pory roku), które poza nie wykraczały na plus lub na minus oceniała odpowiednio jako ciepłe/chłodne oraz bardzo ciepłe/chłodne. To samo kryterium zastosowali Filipiuk i Kaszewski [2000], rozpatrując ciepłe i chłodne lata w ciągu stu dwudziestu lat w Europie Środkowej. W ostatnim czasie analizą sezonów oraz miesięcy letnich i zimowych o wyjątkowych cechach termicznych w Europie (niekiedy tylko Środkowej i Wschodniej) w latach 1951-2010 zajmowali się Twardosz i Kossowska-Cezak [2012a, b; 2015]. Również w tych opracowaniach za kryterium wydzielenia okresów niezwykle termicznie przyjęli oni odchylenie standardowe – wartość średniej temperatury danego sezonu czy miesiąca poniżej lub powyżej wartości dwóch odchylenia standardowych od średniej dla całego wielolecia. Kolejnym przykładem tego podejścia jest opracowanie Michalik [2016], w którym autorka omawia niezwykle pod względem termicznym miesiące i pory roku z lat 1792-2015 w Krakowie. Na opisywanej metodzie opiera się także stosowana dość często klasyfikacja termiczna Lorenc [2000b].

Metoda odchylenia standardowego, obok niewątpliwych zalet, ma też pewne niedoskonałości wynikające głównie z niesymetryczności rozkładu częstości temperatury. Stąd też w niniejszym opracowaniu zdecydowano się wydzielać okresy anomalne na podstawie pozycji w szeregu uporządkowanym malejąco. Jest to z kolei nawiązanie do alternatywnej względem Lorenc klasyfikacji termicznej zaproponowanej przez Miętusa i in. [2002], tzw. kwantylowej (czy też percentylowej). Zastosowane kryterium dziesięciu najcieplejszych i dziesięciu najchłodniejszych miesięcy (pór roku, lat) pokrywa się w przybliżeniu (w przypadku przyjętej długości okresu – 171 lat) ze skrajnymi klasami tej ostatniej klasyfikacji – ekstremalnie ciepłymi/chłodnymi, obejmującymi skrajne 5% przypadków wystąpień. Przykładem zupełnie innego podejścia do analizy wyjątkowych termicznie okresów jest praca Trepińskiej (2003) na temat najcieplejszych sezonów letnich w Krakowie w XX wieku. Autorka nie wprowadza ścisłego, jednego kryterium wydzielenia niezwykle ciepłych

sezonów letnich, ale wskazuje je przez połączenie kilku wskaźników mówiących o ich termicznym charakterze (np. czas trwania lata, sumy temperatury, liczba dni gorących czy upalnych).

3. Wyniki

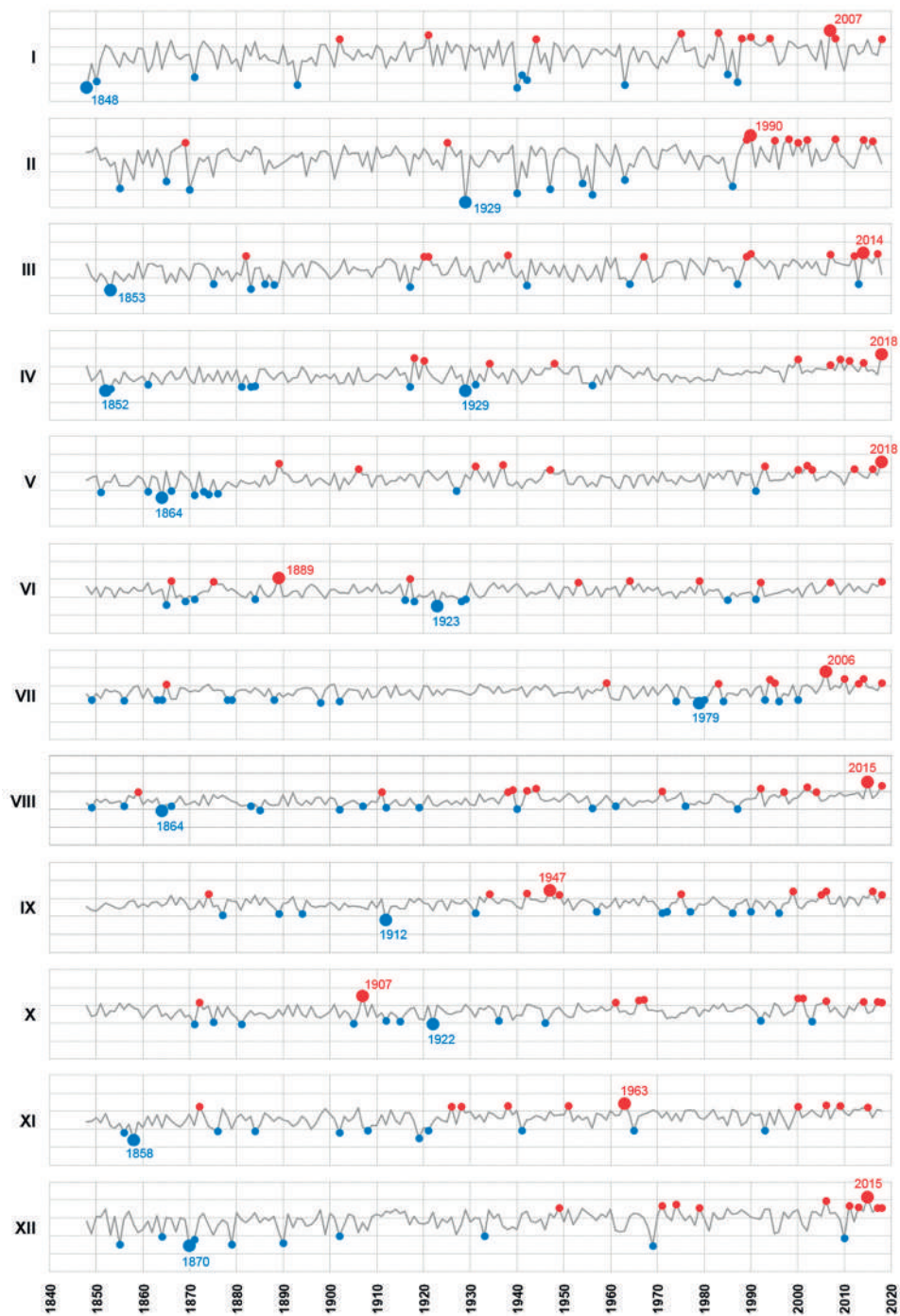
3.1. Miesiące ekstremalne termicznie

Występowanie w wieloleciu dziesięciu najcieplejszych i dziesięciu najchłodniejszych miesięcy jest różne dla poszczególnych miesięcy, jednak dla wszystkich w większym lub mniejszym stopniu daje się zauważyć bardzo wyraźne zwiększenie częstości najcieplejszych miesięcy w ostatnich trzydziestu latach (1989-2018; rys. 1). Wystąpiło ich wówczas łącznie siedemdziesiąt (54% wszystkich), podczas gdy okres ten stanowi tylko 18% całego wielolecia 1848-2018. Najchłodniejsze miesiące wystąpiły we wcześniejszych okresach, nie zaznaczyła się jednak, tak jak w przypadku miesięcy najcieplejszych, wyraźna dominacja jednego okresu. Najwięcej miesięcy z dziesięciu najchłodniejszych wystąpiło w pierwszych około czterdziestu latach obserwacji (1848-1890) – 57, czyli 42% wszystkich, podczas gdy okres ten stanowi 25% całego badanego wielolecia (rys. 2).

W XXI wieku (18 lat) tylko trzy miesiące (październik 2003 r., grudzień 2010 r. i marzec 2013 r.) zaliczały się do dziesięciu najchłodniejszych w całej historii obserwacji. Jednocześnie w tym samym okresie aż pięćdziesiąt miesięcy mieściło się w dziesięciu najcieplejszych. Dla porównania w XIX wieku (przez 53 lata) pojawiło się tylko jedenaście miesięcy zaliczających się do dziesięciu najcieplejszych, a z drugiej strony sześćdziesiąt miesięcy zaliczało się do dziesięciu najchłodniejszych.

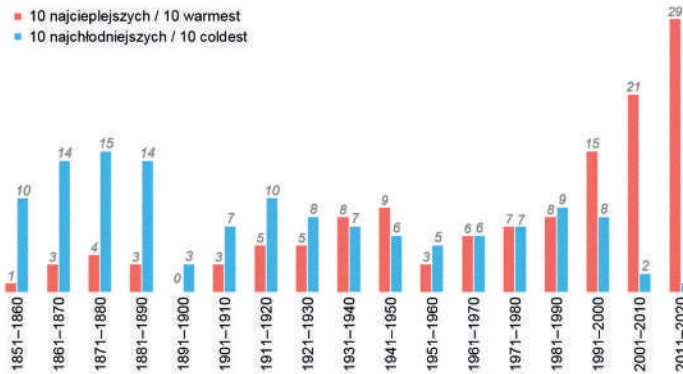
Najmniejszą częstość dziesięciu najcieplejszych miesięcy w ostatnim trzydziestoleciu wykazał czerwiec i listopad. W tym pierwszym wystąpiły trzy z dziesięciu najcieplejszych, ale także dwa z dziesięciu najchłodniejszych czerwców. Z kolei z dziesięciu najcieplejszych listopadów, w ostatnich trzydziestu latach wystąpiły cztery, ale także jeden z dziesięciu najchłodniejszych. W pozostałych miesiącach wystąpiło co najmniej pięć z dziesięciu najcieplejszych miesięcy. Najwięcej było ich w lutym – aż dziewięć, w maju i lipcu po siedem, a w pozostałych miesiącach pięć do sześciu (rys. 1).

Wskaźnikiem syntetycznie obrazującym opisane wyżej prawidłowości jest średnia liczba miesięcy zaliczających się do którejś ze skrajnych „dziesiątek”, przypadająca na rok i obliczana w dekadach (średnia ruchoma z krokiem rocznym). Gdyby klimat był stały, miesiące najcieplejsze i najchłodniejsze byłyby rozłożone losowo i prawdopodobieństwo ich wystąpienia w całym okresie byłoby takie samo. Przypadałoby wówczas w analizowanym wieloleciu (171 lat) średnio 0,76 miesiąca na rok z dziesięciu najcieplejszych (czyli 7,6/10 lat; do dziesiątki najcieplejszych w całym wieloleciu zaliczyło się razem 130 miesięcy) oraz 0,80 miesiąca na rok z dziesięciu najchłodniejszych (8,0/10 lat; w całym wieloleciu 136 miesięcy). Inaczej mówiąc, jeden miesiąc (ze wszystkich dwunastu w roku) z dziesięciu najcieplejszych w wieloleciu zdarzałby się statystycznie rzadziej niż raz na rok, ale częściej niż raz na dwa lata. Podobnie w przypadku miesięcy najchłodniejszych. W rzeczywistości w różnych okresach zaznaczyły się dysproporcje omawianego wskaźnika. Przede wszystkim dla miesięcy najcieplejszych od końca lat 80. XX w. nastąpił znaczny, kilkukrotny

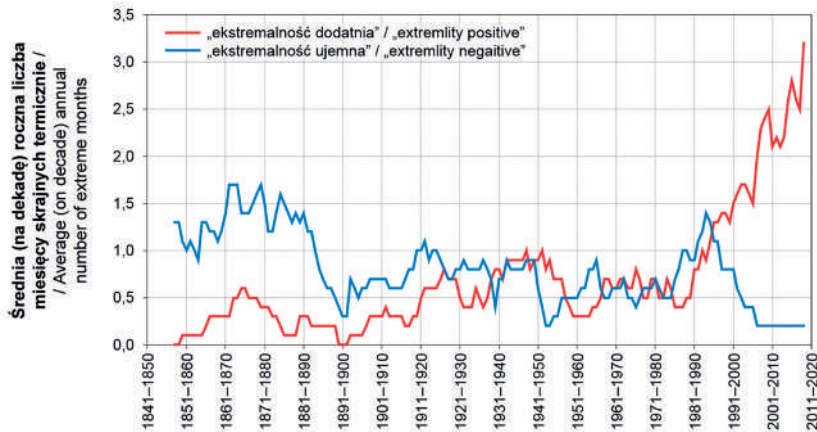


Rys. 1. Przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Poznaniu w latach 1848-2018; czerwonymi/niebieskimi kropkami oznaczono dziesięć najcieplejszych/najchłodniejszych dla każdego miesiąca; duże kropki z podaniem roku oznaczają miesiące rekordowe (najcieplejsze/najchłodniejsze)

wzrost jego wartości w stosunku do poprzednich okresów. Największą „ekstremalnością dodatnią” charakteryzowała się ostatnia dekada (2009-2018), w której wartość wskaźnika wyniosła 3,2 (rys. 3). W XIX wieku zdarzały się z kolei dekady, w których wartość ta wynosiła 0,0 (np. 1848-1857 czy 1891-1900). Siłą rzeczy, wskaźnik częstości występowania miesięcy najchłodniejszych kształtował się zupełnie inaczej, choć niezupełnie odwrotnie. Jego dysproporcje w wieloleciu były mniejsze. Największe wartości przyjmował od początku obserwacji (1848) do początku lat 90. XIX w. (1,0-1,7), najmniejsze – w ostatnich około dwudziestu latach (począwszy od dekady 1997-2006 jego wartość wynosi permanentnie 0,2, co oznacza, że średnio raz na pięć lat zdarzał się jakiś miesiąc zaliczany do dziesięciu najchłodniejszych). Warto też zauważyć, że do połowy lat 20. XX w. (dekada 1916-1925) wskaźnik „ekstremalności ujemnej” przeważał nad wskaźnikiem „ekstremalności dodatniej” (więcej notowano miesięcy zaliczających się do dziesięciu najchłodniejszych niż do dziesięciu najcieplejszych), następnie do połowy lat 90. XX w. występowała



Rys. 2. Ogólna liczba miesięcy w pełnych dekadach, zaliczających się do dziesięciu najcieplejszych i dziesięciu najchłodniejszych w Poznaniu w okresie 1848-2018



Rys. 3. Dekadowe wskaźniki ekstremalności średniej temperatury miesięcznej (dodatniej i ujemnej) w Poznaniu w latach 1848-2018 (dekadowy wskaźnik ekstremalności średniej temperatury miesięcznej – średnia w danym dziesięcioleciu roczna liczba miesięcy mieszczących się w dziesięciu najcieplejszych/najchłodniejszych dla analizowanego wielolecia)

Tabela 1. Najcieplejsze i najchłodniejsze miesiące w Poznaniu w latach 1848-2018 wg średniej temperatury powietrza

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Najcieplejsze: średnia temperatura (°C) i rok wystąpienia	4,5 2007	5,3 1990	7,0 2014	13,4 2018	17,9 2018	20,5 1889	24,0 2006	22,7 2015	17,2 1947	12,7 1907	7,1 1963	5,7 2015
Najchłodniejsze: średnia temperatura (°C) i rok wystąpienia	-11,3 1848	-13,4 1929	-3,5 1853	3,2 1852 1929	7,9 1864	12,5 1923	15,2 1979	14,5 1864	9,1 1912	4,7 1922	-3,0 1858	-7,8 1870

względna równowaga między nimi, po czym nastąpiła zdecydowana, powiększająca się przewaga miesięcy najcieplejszych.

W niektórych latach wystąpiło wyjątkowo dużo miesięcy zaliczających się do dziesięciu najcieplejszych, tj: 2018 (dziewięć), 2000, 2006 i 2014 (po pięć). Z kolei skupienie miesięcy zaliczających się do dziesięciu najchłodniejszych w poszczególnych latach nie było aż tak duże – największe w najchłodniejszym roku 1871 (pięć).

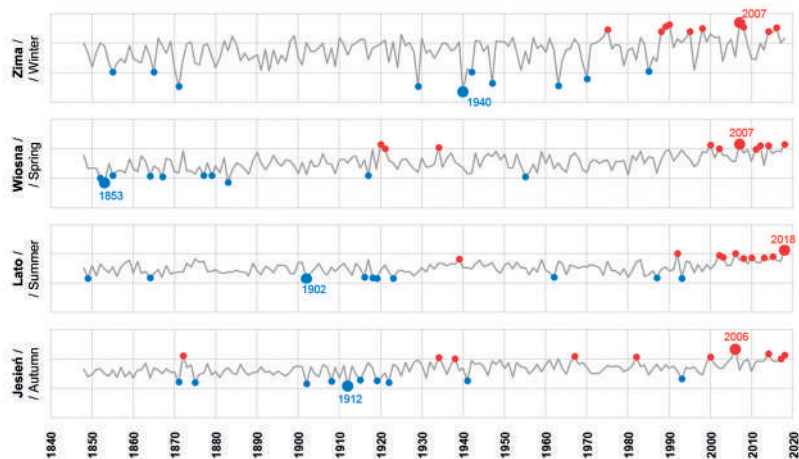
Spośród wszystkich dwunastu miesięcy, aż osiem było rekordowo ciepłych w ostatnich trzydziestu latach, z tego siedem w ostatnich trzynastu (rys. 1, tab. 1). Z kolei pozostałe cztery miesiące były rekordowo ciepłe dawniej niż w ciągu ostatnich pięćdziesięciu lat badanego wielolecia. Były to trzy miesiące jesienne – wrzesień (najcieplejszy był w 1947 r.), październik (1907 r.) i listopad (1963 r.) oraz czerwiec, który był najcieplejszy w 1889 roku (podobnie jak do niedawna maj). Z kolei w przypadku rekordowo chłodnych miesięcy, siedem wystąpiło do 1870 r. (pierwsze dwadzieścia trzy lata obserwacji). Ostatni miesiąc, który był najchłodniejszym w historii, wystąpił w roku 1979 i był to lipiec.

W niektórych latach pojawił się więcej niż jeden miesiąc rekordowo ciepły lub chłodny. Były to lata: 1864 (najchłodniejszy maj i sierpień), 1929 (najchłodniejszy luty i kwiecień), 2015 (najcieplejszy sierpień i grudzień) oraz 2018 (najcieplejszy kwiecień i maj).

3.2. Pory roku ekstremalne termicznie

Wyraźniej niż w miesiącach zaznacza się ocieplenie klimatu w występowaniu najcieplejszych i najchłodniejszych pór roku. Najbardziej jest to widoczne dla lata – aż dziewięć z dziesięciu najcieplejszych okresów letnich wystąpiło w ostatnim trzydziestoleciu, z tego aż osiem w XXI wieku (niemal co drugie lato; rys. 4, tab. 2). Przed rokiem 1990 tylko lato 1939 zaliczało się do dziesięciu najcieplejszych. Siedem z dziesięciu najcieplejszych wiosen wystąpiło nie dawniej niż w 2000 roku. Dziesięć najcieplejszych zim było mniej skoncentrowane w XXI w. (cztery), ale już w ostatnich trzydziestu latach (od 1988 r. włącznie) wystąpiło ich łącznie dziewięć. Wcześniej tylko zima 1974/75 zaliczała się do dziesięciu najcieplejszych. Najmniejsze skupienie dziesięciu najcieplejszych pór roku w ostatnich trzydziestu latach dotyczy jesieni – zdarzyło się ich w tym czasie pięć (rys. 5).

Najchłodniejsze zimy były dość rozproszone w wielolecia i występowały nieregularnie. Ostatnią zaliczającą się do dziesięciu najchłodniejszych była zima 1984/85. Najchłodniejsze

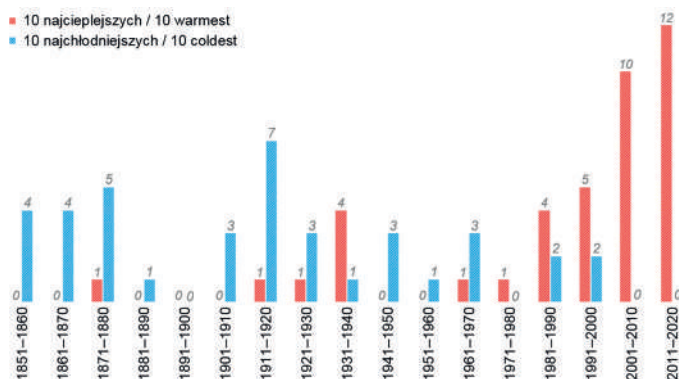


Rys. 4. Przebieg średnich wartości temperatury powietrza pór roku w Poznaniu w latach 1848-2018, z zaznaczonymi porami roku skrajnymi termicznie

Tabela 2. Dziesięć najcieplejszych i najchłodniejszych pór roku w Poznaniu w latach 1848-2018

Najcieplejsze (średnia temperatura w °C i rok wystąpienia)											
Zima			Wiosna			Lato			Jesień		
1.	3,4	2007	1.	10,8	2007	1.	20,7	2018	1.	11,6	2006
2.	3,1	1990	2.	10,8	1920	2.	20,1	1992	2.	10,9	2014
3.	2,8	1989	3.	10,8	2018	.	20,1	2006	3.	10,7	2018
4.	2,7	2008	4.	10,7	2000	4.	19,8	2002	4.	10,6	1872
5.	2,6	2016	5.	10,6	2014	5.	19,5	2015	5.	10,5	1967
6.	2,5	1998	6.	10,6	2012	6.	19,4	2003	6.	10,4	1982
7.	2,3	1975	7.	10,3	1934	7.	19,4	2010	.	10,4	2000
8.	2,0	1995	8.	10,1	2002	.	19,4	2013	8.	10,3	1934
9.	2,0	1988	9.	10,1	1921	9.	19,2	2008	9.	10,1	1938
.	2,0	2014	10.	9,9	2011	10.	19,1	1939	10.	10,1	2017

Najchłodniejsze (średnia temperatura w °C i rok wystąpienia)											
Zima			Wiosna			Lato			Jesień		
1.	-8,2	1940	1.	4,2	1853	1.	15,7	1902	1.	5,4	1912
2.	-7,3	1929	2.	4,4	1883	2.	15,8	1993	2.	5,8	1902
.	-7,3	1871	3.	5,1	1852	3.	15,8	1923	3.	6,1	1922
4.	-7,2	1963	4.	5,3	1955	4.	15,8	1919	.	6,1	1875
5.	-6,7	1947	5.	5,3	1867	5.	15,9	1849	5.	6,1	1871
6.	-6,0	1970	6.	5,4	1864	6.	16,0	1918	6.	6,2	1908
7.	-4,9	1855	7.	5,5	1917	.	16,0	1864	7.	6,3	1919
8.	-4,9	1942	8.	5,5	1877	.	16,0	1987	.	6,3	1941
9.	-4,8	1865	9.	5,5	1855	9.	16,0	1962	9.	6,4	1915
10.	-4,7	1985	.	5,5	1879	10.	16,0	1916	10.	6,7	1993



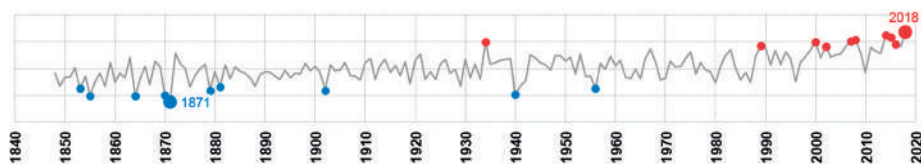
Rys. 5. Ogólna liczba pór roku w pełnych dekadach, zaliczających się do dziesięciu najcieplejszych i dziesięciu najchłodniejszych w Poznaniu w okresie 1848-2018

wiosny koncentrowały się niemal wyłącznie przed rokiem 1885 (osiem z dziesięciu najchłodniejszych), w XX wieku były tylko dwie – w latach 1917 i 1955 (rys. 4, tab. 2). Najchłodniejsze lata były również dość rozproszone, jednak zwiększona ich częstotliwość (pięć) przypadła na pierwsze ćwierćwiecze XX wieku. Ostatnie lato zaliczające się do dziesięciu najchłodniejszych przypadło na rok 1993. Występowanie w wieloleciu najchłodniejszych jesieni do pewnego stopnia przypomina występowanie najchłodniejszych lat – również w pierwszym ćwierćwieczu ubiegłego stulecia było ich najwięcej (sześć), a ostatnia wystąpiła w 1993 roku.

Wszystkie rekordowo ciepłe pory roku wystąpiły w XXI w. (zima i wiosna w 2007 r., lato w 2018 r., a jesień w 2006 r.). Warto przy tej okazji zauważyć, że trzy z wymienionych czterech rekordowo ciepłych pór roku wystąpiły bezpośrednio po sobie: jesień 2006 r., zima 2006/07 i wiosna 2007 roku. Najchłodniejsze z poszczególnych pór roku były dość rozproszone na przestrzeni wielolecia: zima 1939/40, wiosna 1853 r., lato 1902 r. i jesień 1912 roku.

3.3. Lata ekstremalne termicznie

Jeszcze bardziej widoczne są tendencje zmian temperatury i ocieplenie w analizie występowania lat ekstremalnych termicznie. Osem z dziesięciu najcieplejszych wystąpiło nie później niż w 2000 r., wcześniej były to lata 1934 i 1989 (rys. 6, tab. 3). Najcieplejszym okazał się ostatni rok analizowanego wielolecia – 2018 (średnia temperatura 10,7°C). Z kolei najchłodniejsze lata



Rys. 6. Przebieg średnich rocznych wartości temperatury powietrza w Poznaniu w latach 1848-2018, z zaznaczonymi latami skrajnymi termicznie

Tabela 3. Dziesięć najcieplejszych i najchłodniejszych lat w Poznaniu w latach 1848-2018

Najcieplejsze			Najchłodniejsze		
(średnia temperatura w °C i rok wystąpienia)					
1.	10,7	2018	1.	5,5	1871
2.	10,5	2014	2.	6,0	1855
3.	10,4	2015	3.	6,0	1864
4.	10,2	2008	4.	6,0	1870
5.	10,0	2007	5.	6,1	1940
6.	10,0	2000	6.	6,4	1879
7.	10,0	1934	.	6,4	1902
8.	9,8	2016	8.	6,5	1956
9.	9,7	1989	9.	6,5	1853
10.	9,7	2002	10.	6,6	1881

skupiały się głównie przed rokiem 1885 (siedem z dziesięciu), w XX wieku wystąpiły tylko trzy – w latach 1902, 1940 i 1956. Najchłodniejszy okazał się rok 1871 (5,5°C).

4. Podsumowanie

Uzyskane wyniki pozwalają wnioskować, że w ostatnich trzydziestu latach wyraźne zwiększyła się częstość występowania wyjątkowo ciepłych miesięcy, pór roku i lat. Warto przy tym zauważyć, że ani pod koniec lat 80., ani też na początku lat 90. XX w., na terenach otaczających stację nie nastąpiły większe zmiany w ich użytkowaniu, którymi można by w jakimś stopniu uzasadnić zaznaczający się wyraźnie od tego czasu wzrost temperatury powietrza.

Przy obserwowanej w ostatnich latach skali ocieplenia pojawia się trudność w ocenie termicznej różnych okresów, gdyż zachwiane zostaje pojęcie „normy” (rozumianej jako pewien przedział wartości), mające podstawowe znaczenie w klimatologii. Zakres normy jest w tej sytuacji bardzo uzależniony od wyboru okresu odniesienia. Rozróżnienie, jakie wartości mieszczą się w tym zakresie, a jakie nie, nabiera rangi podstawowego problemu badawczego w klimatologii.

Od strony metodycznej wyniki opracowania potwierdziły, że do analiz zmian temperatury w skali klimatycznej najbardziej przydatny jest parametr średniej temperatury rocznej, w mniejszym stopniu średniej temperatury pór roku i temperatury miesięcznej.

Obserwując tendencje w ostatnich trzydziestu latach oraz mając na uwadze scenariusze mówiące o dalszym ociepleniu klimatu, można przewidywać, że w najbliższych latach będą pojawiać się kolejne niezwykle lub rekordowo ciepłe okresy.

Literatura

Bryś K., Bryś T., 2010, Reconstruction of the 217-year (1791-2007) Wrocław air temperature and precipitation series. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 3 (1), 121-171, DOI: 10.2478/bgeo-2010-0007

- Filipiuk E., Kaszewski B.M., 2000, Hot and cold summer in Central Europe (1871-1990), *Prace Geograficzne*, 108, 149-154
- Girguś G., Strupczewski W., Rojecki A., 1965, Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI, PIHM, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 214 s.
- Kolendowicz L., Czernecki B., Półrolniczak M., Taszarek M., Tomczyk A., Szyga-Pluta K., 2019, Homogenization of air temperature and its long-term trends in Poznań (Poland) for the period 1848-2016, *Theoretical and Applied Climatology*, 136 (3-4), 1357-1370, DOI: 10.1007/s00704-018-2560-z
- Kossowska-Cezak U., 1993, Lato roku 1992 w Polsce na tle sezonów letnich ostatnich 120 lat, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (1), 67-74
- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2012a, Niezwykłe gorące miesiące i sezony letnie w Europie Środkowej i Wschodniej (1951-2010). Część I: Niezwykłe gorące miesiące letnie, *Przegląd Geofizyczny*, 57 (3-4), 299-324
- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2012b, Niezwykłe gorące miesiące i sezony letnie w Europie Środkowej i Wschodniej (1951-2010). Część II: Niezwykłe gorące sezony letnie, *Przegląd Geofizyczny*, 57 (3-4), 325-342
- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2015, Niezwykłe mroźne zimy i niezwykle gorące lata w Europie (1951-2010), *Przegląd Geofizyczny*, 60 (3-4), 163-187
- Lorenc H., 2000a, Studia nad 220-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Meteorologia*, 31, 104 s.
- Lorenc H., 2000b, Termiczno-opadowa ocena klimatycznych sezonów roku w Polsce oraz tendencje czasowo-przestrzenne, projekt badawczy M-9, IMGW, maszynopis
- Michalik G., 2016, Niezwykłe zimne i niezwykle ciepłe miesiące i pory roku w Krakowie (1792-2015). *Przegląd Geofizyczny*, 61 (3-4), 209-223
- Miętus M., Owczarek M., Filipiak J., 2002, Warunki termiczne na obszarze Wybrzeża i Pomorza w świetle wybranych klasyfikacji, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Meteorologia*, 36, 56 s.
- Trepińska J., 2003, Hot summer seasons in Cracow during the 20th century, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2542, *Studia Geograficzne*, 75, 151-157
- Trepińska J., Kowanetz L., 1997, Wieloletni przebieg miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie (1792-1995), [w:] *Wahania klimatów w Krakowie (1792-1995)*, J. Trepińska (red.), Instytut Geografii UJ, Kraków 99-130

Streszczenie

W pracy przeanalizowano serię średnich miesięcznych wartości temperatury w Poznaniu z okresu 1848-2018, pod kątem czasu występowania skrajnie ciepłych i chłodnych miesięcy, pół roku i lat. Do tego celu wybrano po dziesięć najcieplejszych i najchłodniejszych okresów z każdej kategorii. Skupiono się głównie na czasie ich wystąpienia w wieloleciu.

Uzyskane wyniki wskazują na wyraźnie większy niż kiedykolwiek wcześniej w badanym wieloleciu wzrost temperatury w ostatnich trzydziestu latach, przejawiający się znacznie zwiększoną częstością występowania najcieplejszych miesięcy, pół roku i lat. Wystąpiło wówczas łącznie siedemdziesiąt miesięcy zaliczających

się do dziesięciu najcieplejszych (54% wszystkich), dwadzieścia dziewięć pór roku (73%) oraz dziewięć lat (90%), podczas gdy okres ten stanowi tylko 18% całego wielolecia. Najwięcej miesięcy z dziesięciu najchłodniejszych wystąpiło w pierwszych około czterdziestu latach obserwacji (1848-1890) – 57, czyli 42% wszystkich. Okresy występowania najchłodniejszych pór roku były różne w zależności od pory roku. Z kolei siedem z dziesięciu najchłodniejszych lat wystąpiło przed rokiem 1885. Osiem z dwunastu miesięcy było rekordowo ciepłych w ostatnich trzydziestu latach. Natomiast siedem z dwunastu miesięcy rekordowo chłodnych wystąpiło do roku 1870. Wszystkie rekordowo ciepłe pory roku zanotowano w XXI wieku. Trzy z nich wystąpiły bezpośrednio po sobie: jesień 2006 r., zima 2006/07 i wiosna 2007 r., a rekordowe lato – w 2018 roku. Z kolei najchłodniejszymi porami roku były: zima 1939/40, wiosna 1853 r., lato 1902 r. i jesień 1912 roku. Najcieplejszym rokiem był 2018, a najchłodniejszym 1871.

Słowa kluczowe

Temperatura powietrza, anomalie termiczne, ocieplenie klimatu, najcieplejsze, najchłodniejsze miesiące, pory roku, lata, Poznań.

Summary

The dissertation consider a series of average monthly temperature values in Poznań from 1848-2018 in terms of the time of extremely warm and cold months, seasons and years. For this purpose, 10 warmest and coldest periods from each category were selected. The focus was mainly on their performance over many years.

The obtained results indicate a clearly higher than ever before the temperature rise in the last 30 years, manifested by a significantly increased frequency of the warmest months, seasons and years. There were 70 months belonging to the 10 warmest (54%), 29 seasons (73%) and 9 years (90%), while this period represents only 18% of the entire multi-year period. The most months out of the 10 coldest occurred in the first 40 years of observation (1848-1890) – 57, or 42% of all. The periods of the coldest seasons were different depending on the season of the year, while 7 of the 10 coolest years occurred before 1885.

Out of 12 months, 8 were record-breaking warm in the last 30 years, while 7 out of 12 months were record-breaking cold until 1870. All record-breaking warm seasons were found in the 21st century. Three of them occurred directly in succession: autumn 2006, winter 2006/07 and spring 2007, and the record summer – in 2018. The coldest seasons of the year were: winter 1939/40, spring 1853, summer 1902 and autumn 1912. The warmest year was 2018, and the coldest was 1871.

Key words

Air temperature, thermal anomalies, climate warming, warmest, coldest months, seasons, years, Poznań.

ZMIENNOŚĆ I ZRÓŻNICOWANIE USŁONECZNIENIA W POLSCE W LATACH 1971-2018, NA PODSTAWIE DANYCH NAZIEMNYCH I SATELITARNYCH

VARIABILITY AND DIVERSIFICATION OF SUNSHINE DURATION IN POLAND IN THE YEARS 1971-2018, ON THE BASIS OF GROUND- AND SATELLITE-BASED DATA

*Dorota MATUSZKO, Krzysztof BARTOSZEK,
Jakub SOROKA, Stanisław WĘGLARCZYK*

1. Wprowadzenie

Promieniowanie słoneczne jest podstawowym źródłem energii dla wszystkich procesów na powierzchni Ziemi i w atmosferze, a najdłużej mierzoną jego charakterystyką jest usłonecznienie. Dotychczasowe prace dotyczące usłonecznienia na obszarze całej Polski oparte były na krótkich seriach pomiarowych i obejmowały analizę danych do końca XX wieku [Gorczyński 1912; Merecki 1914; Stenz 1930; Kłysik 1969; Chomicz, Kuczmarska 1971; Kuczmarski 1990; Koźmiński, Michalska 2005]. We współczesnej literaturze klimatologicznej brakuje publikacji, które uwzględniałyby najnowsze dane, zwłaszcza że wyniki badań na podstawie długoletnich serii heliograficznych wskazują na istotne zmiany wielkości usłonecznienia od lat 80. ubiegłego wieku do czasów współczesnych [Bryś, Bryś 2005; Bryś 2008; Matuszko 2014; Manara i in. 2015; Sanchez-Lorenzo i in. 2015]. W tym okresie w wielu miejscach na świecie obserwowana jest tendencja wzrostu usłonecznienia nazywana efektem „globalnego rozjaśnienia” [Norris, Wild 2007; Sanchez-Lorenzo i in. 2007; Sanchez-Lorenzo i in. 2008; Matuszko 2016]. Z tego powodu ważnym zagadnieniem jest poznanie aktualnego zróżnicowania warunków solarnych w Polsce na podstawie najnowszych danych heliograficznych.

Celem opracowania jest charakterystyka zmienności i zróżnicowania przestrzennego usłonecznienia w Polsce na podstawie danych naziemnych i satelitarnych.

2. Materiały źródłowe i metody

Początkowo w opracowaniu zamierzano wykorzystać wyłącznie dane z naziemnych stacji pomiarowych. Jednak analiza ciągów heliograficznych pochodzących z polskiej sieci stacji meteorologicznych wykazała wiele wątpliwości związanych z jakością i reprezentatywnością danych. Do najważniejszych problemów, oprócz luk w danych, należały zmiana lokalizacji stacji lub położenia heliografu, krótkie serie pomiarowe, zmiana przyrządu pomiarowego lub brak informacji typu metadane. Bardzo przydatna w interpretacji wyników byłyby możliwość pozna-

nia dokumentacji stacji, np. dotyczącej zasłonięcia horyzontu, zmiany miejsca pomiaru bądź zmiany przyrządu. Obecnie główną przyczyną błędów w analizie usłonecznienia jest zastąpienie tradycyjnego heliografu przyrządem automatycznym. Na stacjach klimatologicznych pomiary heliograficzne wykonywane są nadal za pomocą heliografu Campbella-Stokesa, natomiast na stacjach synoptycznych od 2014 r. przyrządem podstawowym jest czujnik automatyczny CSD3.

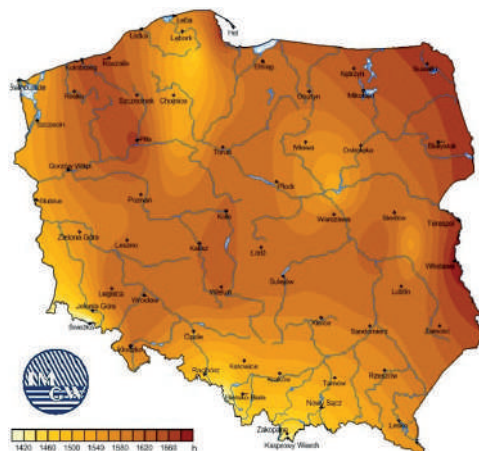
Przykładem trudności w obiektywnej ocenie zróżnicowania usłonecznienia w Polsce na podstawie danych naziemnych są mapy zamieszczone na stronie internetowej klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/#Sunshine/. Rozkład sum rocznych na mapie (rys. 1) różni się od zróżnicowania usłonecznienia przedstawionego np. w *Atlasie Klimatu Polski* [Lorenc 2005], mimo że obie mapy oparte są na danych z tego samego wielolecia (1971-2000). Rozkład izolinii jest bardziej zróżnicowany, tworzą się „pawie oczka” świadczące o uwarunkowaniach lokalnych poszczególnych stacji. Problem z jednorodnością danych pojawił się po wprowadzeniu na stacjach synoptycznych urządzeń automatycznych. Od tego momentu w seriach heliograficznych istnieje wiele braków, a wartości usłonecznienia ze stacji klimatologicznych są niższe w porównaniu z danymi ze stacji synoptycznych.

Wymienione wątpliwości, dotyczące jakości danych z naziemnych stacji pomiarowych, skłoniły autorów do wykorzystania również danych satelitarnych, które stanowią dobrą bazę referencyjną do badania homogeniczności usłonecznienia na podstawie danych naziemnych.

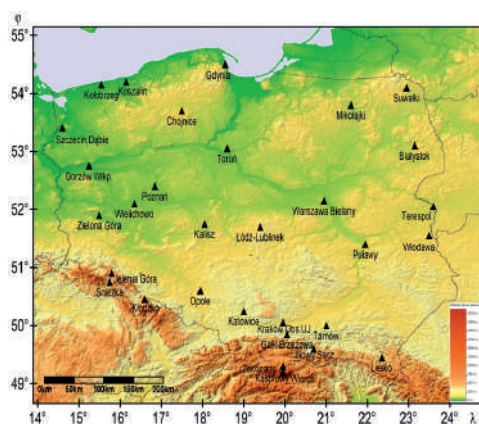
W opracowaniu wykorzystano dane (SDU^{met}) z wielolecia 1971-2018 z dwudziestu dziewięciu stacji IMGW-PIB¹ i dwóch stacji Uniwersytetu Jagiellońskiego. Wstępny etap pracy polegał na weryfikacji i homogenizacji danych. Z powodu luk w seriach heliograficznych, spośród wstępnej liczby czterdziestu pięciu stacji, do ostatecznej analizy wybrano trzydzieści jeden stacji (rys. 2). Pojedyncze braki danych uzupełniono, a serie ze stacji synoptycznych, z powodu zmiany przyrządu pomiarowego, poddano homogenizacji [Matuszko i in., w przygotowaniu]. Dane z dziewięciu stacji (Gaik-Brzezowa, Gdynia, Kasprowy Wierch, Kraków, Poznań, Puławy, Śnieżka, Warszawa-Bielany, Wielichowo) pochodzą wyłącznie z pomiarów wykonanych tradycyjnym heliografem Campbella-Stokesa, natomiast z pozostałych dwudziestu dwóch stacji synoptycznych (od 2014 r.) – z pomiarów automatycznych.

Wszystkim stacjom meteorologicznym ujętym w opracowaniu (rys. 2) przypisano wartości usłonecznienia (SDU^{sat}), które były wynikiem obserwacji satelitów geostacjonarnych Meteosat pierwszej i drugiej generacji. Wykorzystano dane satelitarne z produktu SDU – Sunshine Duration, v003 [Pfeifroth i in. 2019] o rozdzielczości $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (około $3,5 \text{ km} \times 5,5 \text{ km}$), pochodzące z najbliższego piksela danej stacji meteorologicznej. W bazie danych Surface Solar Radiation Data Set – Heliosat (SARAH-2) dostępne są dane z wielolecia 1983-2018, i takie właśnie pozyskano do przedstawienia zróżnicowania przestrzennego usłonecznienia w Polsce. W metodzie teledetekcyjnej podstawowymi informacjami o wielkości usłonecznienia są algorytmy uwzględniające długość dnia (gdy wysokość Słońca nad horyzontem $>2,5^\circ$) oraz dopływ do powierzchni Ziemi bezpośredniego promieniowania słonecznego (I_m) o natężeniu $\geq 120 \text{ Wm}^{-2}$ [Kothe i in. 2017].

¹ <https://danepubliczne.imgw.pl/>, częściowo przetworzone



Rys. 1. Sumy roczne usłonecznienia na podstawie danych z wieloletnia 1971-2000 [źródło: <http://klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/#Sunshine/Yearly/1971-2000/1/Winter>]



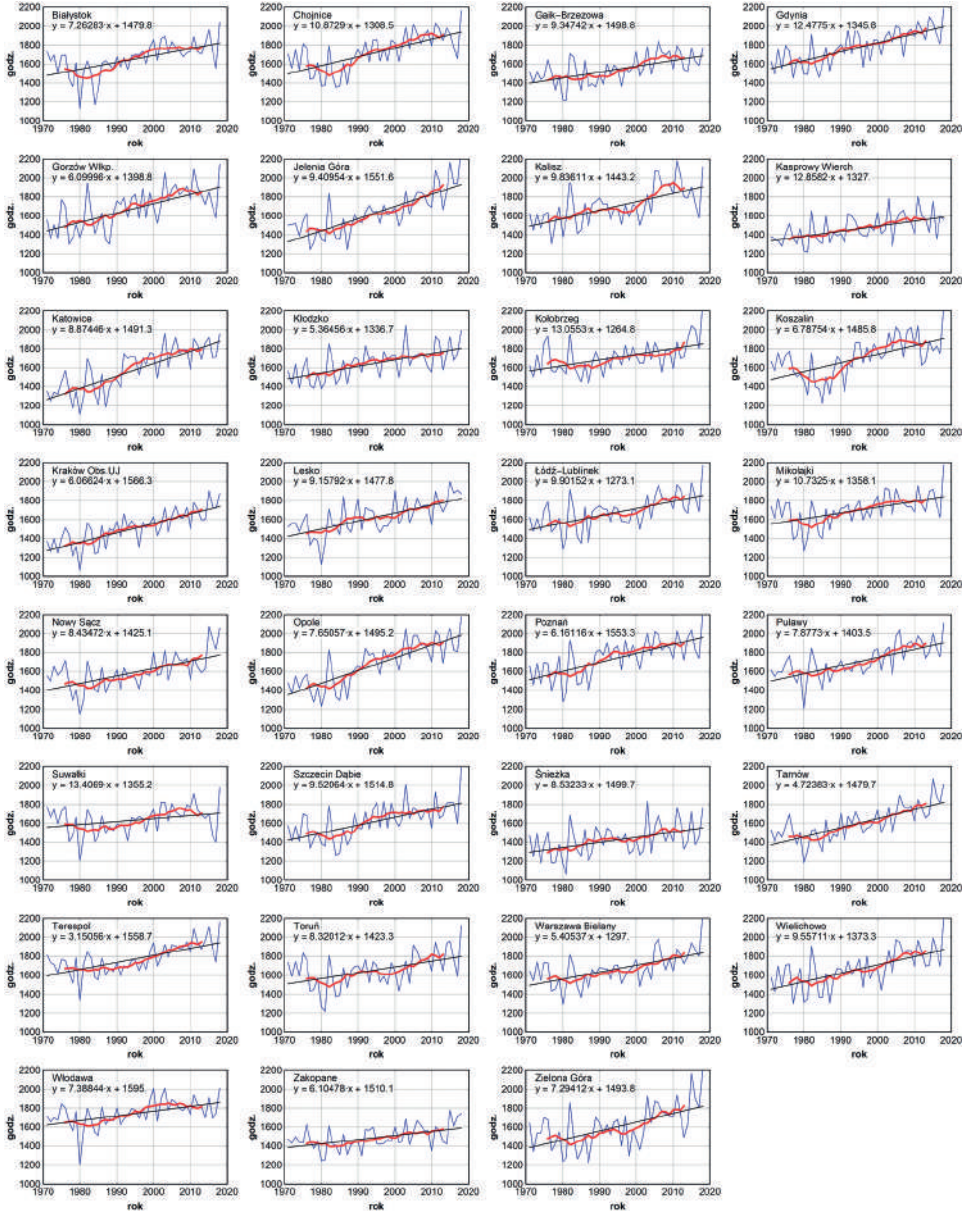
Rys. 2. Położenie stacji meteorologicznych wykorzystanych w opracowaniu

Na podstawie danych naziemnych i satelitarnych obliczono sumy miesięczne, a następnie sezonowe i roczne, które przedstawiono na mapach. Interpolację danych na mapach wykonano metodą kriginu przy użyciu programu Surfer 16 firmy Golden Software.

3. Wieloletnia zmienność usłonecznienia na podstawie danych naziemnych (1971-2018)

Średnia suma roczna usłonecznienia z lat 1971-2018 ze wszystkich rozpatrywanych stacji wynosi 1647,4 godziny. Najmniejsza jest na Śnieżce (1429,5), największa w Gdyni (1782,1) – rozpiętość średnich sum rocznych osiąga ponad 350 godzin. W poszczególnych latach różnica może być jeszcze większa (rys. 3), np. w Jeleniej Górze maksymalna suma roczna wyniosła 2324,9 godziny (2018 r.), a na Śnieżce minimalna – 1064,2 godziny (1981 r.).

Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia wykazuje trend rosnący na wszystkich stacjach, istotny statystycznie na poziomie 5% (z wyjątkiem Suwałk). Największy przyrost godzin ze słońcem (średnio 130 h / 10 lat) wystąpił w Opolu, Katowicach i Jeleniej Górze, najmniejszy



Rys. 3. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (1971-2018): linia niebieska – sumy roczne, linia czerwona – 11-letnia średnia ruchoma, linia czarna – trend liniowy

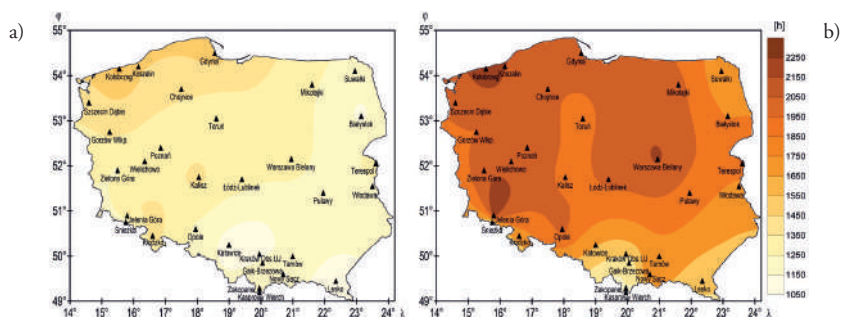
(poniżej 50 h/10 lat) w Suwałkach i Zakopanem. Na wszystkich stacjach najmniejsze sumy roczne usłonecznienia wystąpiły w latach 80. XX w., najczęściej (na siedemnastu stacjach) minimum przypadało na rok 1980, a następnie w latach: 1977 (pięć stacji), 1981 (cztery stacje), 1984 i 1987 (po dwie stacje) oraz 1985 (jedna stacja). Jest to końcówka okresu określonego w literaturze klimatologicznej jako tzw. globalne zaciemnienie (ang. *global dimming*), ponieważ

na wielu stacjach na świecie notowano wówczas bardzo niskie sumy usłonecznienia [Norris, Wild 2007; Sanchez-Lorenzo i in. 2007; Sanchez-Lorenzo i in. 2008; Matuszko 2014; Manara i in. 2015; Matuszko 2016; Sanchez-Lorenzo i in. 2015). Fakt ten tłumaczono zwiększoną zawartością aerozoli emitowanych przez przemysł i czynnikami cyrkulacyjnymi powodującymi wzrost zachmurzenia. Dodatkową przyczyną minimalnych sum usłonecznienia w latach 1980 i 1981 mógł być wybuch wulkanu Świętej Heleny w maju 1980 roku. Unoszące się w powietrzu aerozole wulkaniczne mogły bezpośrednio, jak i pośrednio, przez wzrost zachmurzenia, przyczynić się do ograniczenia dopływu promieniowania słonecznego. Taki związek między erupcją wulkanów a usłonecznieniem wykazali m.in. Stanhill i Cohen [2005].

W kolejnych latach, aż do 2018 r., usłonecznienie nieregularnie wzrastało, szczególnie wyraźnie w pierwszej dekadzie XXI w., a na większości stacji roczne wartości usłonecznienia przekraczały 1600 godzin; w kolejnych latach – 1700 godzin i więcej. Wyjątkiem był rok 2010, w którym sumy te na większości stacji spadły o ponad 100 godzin, czego przyczyną mógł być wybuch wulkanu Eyjafjallajökull na Islandii.

Maksymalne sumy usłonecznienia przypadają na koniec badanego okresu, z rekordowymi wielkościami w 2018 roku, gdy średnia suma roczna usłonecznienia ze wszystkich rozpatrywanych stacji wyniosła 2068,7 godzin, czyli była wyższa o 421 godzin niż średnio w wieloleciu.

W poszczególnych latach mogą występować duże różnice w rozkładzie sum rocznych usłonecznienia, czego przykładem są mapy wykonane na podstawie danych z lat 1980 i 2018 (rys. 4). W roku 1980 sumy usłonecznienia wahały się od 1067,2 godzin w Krakowie do 1575,7 godzin w Kołobrzegu. Największe wartości występowały na wybrzeżu Bałtyku i stopniowo malały w kierunku wschodnim i południowym. W 2018 roku także południe i południowy wschód Polski cechują najniższe sumy usłonecznienia, ale wystąpiły one w górach: na Kasprowym Wierchu (1562,3 godziny), w Zakopanem (1742,1) i na Śnieżce (1763,7). Na dużym obszarze, w północno-zachodniej połowie kraju sumy roczne przekraczały 2000 godzin (na dwudziestu sześciu stacjach), a najwyższe wartości wystąpiły w Jeleniej Górze, Kołobrzegu, Warszawie, Koszalinie i Poznaniu (tab. 1). Na dziewięciu stacjach różnica w sumie rocznej usłonecznienia między rokiem 1980 a 2018 wyniosła ponad 900 godzin, a największa była w Zielonej Górze i w Warszawie (tab. 1). Warto zwrócić uwagę na wielkość zmian systematycznych wynikających z istnienia trendu liniowego, których względna wielkość waha się od 15,5% w Suwałkach do 61,7% na Kasprowym Wierchu.



Rys. 4. Sumy roczne usłonecznienia na podstawie danych naziemnych: a) 1980 r., b) 2018 r.

Tabela 1. Porównanie sum rocznych usłonecznienia w 1980 i 2018 r. na wybranych stacjach w Polsce

Stacja	Suma roczna 1980 (godziny)	Suma roczna 2018 (godziny)	Różnica (godziny)	Różnica wynikająca z trendu liniowego	
				(godziny)	(%)
Białystok	1127,8	2043,6	915,8	276,0	30,1
Chojnice	1369,5	2161,3	791,8	355,2	44,9
Gaik-Brzezowa	1217,6	1770,5	552,9	231,8	41,9
Gdynia	1494,9	2184,8	689,9	357,6	51,8
Gorzów Wlkp.	1372,0	2147,8	775,8	373,8	48,2
Jelenia Góra	1355,3	2324,9	969,6	488,6	50,4
Kalisz	1378,0	2117,3	739,3	337,2	45,6
Kasprowy Wierch	1231,9	1562,3	330,4	203,9	61,7
Katowice	1106,5	1955,8	849,3	496,1	58,4
Kłodzko	1380,7	1995,1	614,4	257,9	42,0
Kołobrzeg	1575,7	2292,9	717,2	230,5	32,1
Koszalin	1464,0	2251,8	787,8	348,0	44,2
Kraków Obserwatorium UJ	1067,2	1874,3	807,1	376,3	46,6
Lesko	1126,7	1874,9	748,2	320,5	42,8
Łódź-Lublinek	1287,1	2169,8	882,7	290,7	32,9
Mikołajki	1265,4	2176,9	911,5	234,1	25,7
Nowy Sącz	1144,0	2056,7	912,7	299,3	32,8
Opole	1232,7	2177,8	945,1	509,5	53,9
Poznań	1279,4	2224,6	945,2	361,8	38,3
Puławy	1209,4	2110,0	900,6	324,2	36,0
Suwałki	1204,1	1975,1	771,0	119,7	15,5
Szczecin Dąbie	1387,2	2186,7	799,5	316,2	39,6
Śnieżka	1168,9	1763,7	594,8	205,4	34,5
Tarnów	1181,8	2013,9	832,1	363,2	43,6
Terespol	1331,9	2161,3	829,4	280,8	33,9
Toruń	1265,0	2123,3	858,3	232,0	27,0
Warszawa Bielany	1289,2	2262,3	973,1	277,2	28,5
Wielichowo	1312,8	2202,1	889,3	336,4	37,8
Włodawa	1199,4	2011,3	811,9	191,3	23,6
Zakopane	1246,4	1742,1	495,7	164,9	33,3
Zielona Góra	1239,3	2216,1	976,8	352,8	36,1

4. Zróżnicowanie przestrzenne usłonecznienia w Polsce na podstawie danych naziemnych i satelitarnych (1983-2018)

Średnie sumy roczne usłonecznienia z wielolecia 1983-2018, liczone na podstawie danych naziemnych, wahają się w Polsce od około 1460-1500 godzin na południu i południowym zachodzie kraju (obszary górskie) do 1800-1830 godzin na północy, w rejonie wschodniego wybrzeża Bałtyku (rys. 5a). Obszar dużego usłonecznienia (powyżej 1750 godzin) ciągnie się klinem na południe od środkowej części Pobrzeża Południowobałtyckiego do Niziny Śląskiej. Drugi obszar najwyższych wartości usłonecznienia znajduje się w środkowo-wschodniej części Polski, obejmując fragment Niziny Północnopodlaskiej i Południowopodlaskiej oraz Polesie Zachod-

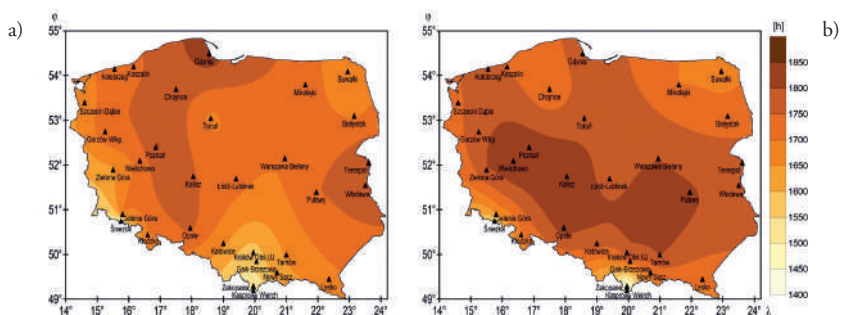
nie. Na przeważającym terenie kraju usłonecznienie waha się od 1700 do 1750 godzin rocznie i stopniowo maleje od centrum w kierunku południowo-zachodnim, południowym i północno-wschodnim. Wyraźnie zaznacza się wzrost usłonecznienia od obszarów górskich w kierunku nizin centralnej Polski.

Rozkład średnich sum rocznych usłonecznienia na podstawie danych satelitarnych (rys. 5b) zachowuje ogólną tendencję wzrostu usłonecznienia z południa i południowego zachodu do centrum Polski, jednak inny jest obszar najwyższych wartości (powyżej 1800 godzin), ponieważ obejmuje rozległy teren środkowej Polski od Pojezierza Wielkopolskiego po Wyżynę Małopolską. Na południu i południowy zachód od tej strefy sumy usłonecznienia maleją, do najniższych wartości w górach (poniżej 1500 godzin). Spadek usłonecznienia ma większe nasilenie i nie zaznacza się klin obniżonego usłonecznienia w kierunku doliny środkowej Wisły. Północny wschód Polski wyróżnia się także (jak na rys. 5a) niższymi wartościami, natomiast tereny nad Zatoką Gdańską nie zaznaczają się jako obszar uprzywilejowany pod względem insolacyjnym. Środkowe wybrzeże po Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką ma nawet niższe wartości w porównaniu z zachodnim wybrzeżem i środkową Polską, co także różni tę mapę od rozkładu usłonecznienia na podstawie danych naziemnych.

Porównanie rysunków 5a i 5b wskazuje, że sumy usłonecznienia z danych satelitarnych są raczej wyższe niż te uzyskane z danych naziemnych, czego potwierdzeniem są znacznie większe obszary o sumach powyżej 1700 godzin przedstawione na rysunku 5b.

Wielkość usłonecznienia w poszczególnych porach roku zależy od długości dnia i zachmurzenia, zatem sumy godzin ze słońcem są największe latem (czerwiec-sierpień), a najmniejsze zimą (grudzień-luty). Kontrasty między tymi porami roku wzmocnione są nie tylko różnym stopniem zachmurzenia, ale także jego typem – w lecie konwekcyjnym, a w zimie warstwowym.

W zimie na znacznym obszarze kraju sumy usłonecznienia mierzonych na stacjach naziemnych nie przekraczają 150 godzin (rys. 6a). Ze względu na większą o ponad godzinę długość dnia i mniejsze zachmurzenie na południu Polski, usłonecznienie maleje w kierunku północnym. Najmniejszym usłonecznieniem zimą (poniżej 100 godzin) odznacza się wschodnia część Pojezierza Mazurskiego, Nizina Podlaska oraz Wysoczyzna Białostocka. W terenach górskich i pogórskich na południu Polski notuje się ponad dwukrotnie wyższe wartości w porównaniu do północnej części kraju. W zimie, szczególnie podczas sytuacji wyżowych, w dolinach i w obniżeniach terenu

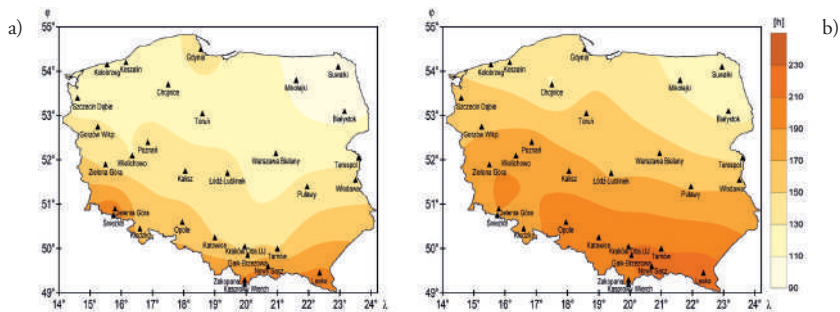


Rys. 5. Średnie sumy roczne usłonecznienia na podstawie danych: a) naziemnych, b) satelitarnych (lata 1983-2018)

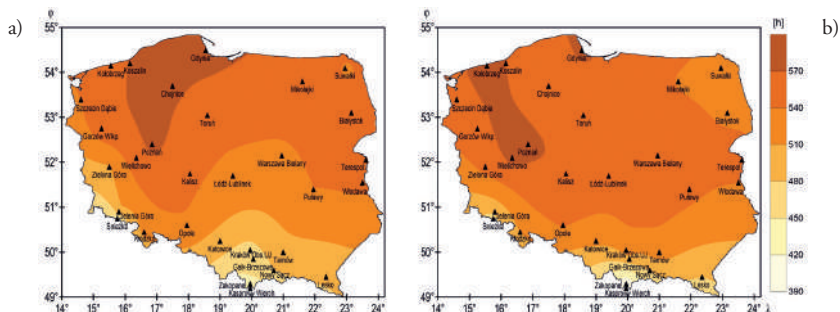
tworzą się zastoiska zimnego powietrza. Inwersyjny rozkład temperatury sprzyja zaleganiu mgły i niskich chmur warstwowych. Na wzniesieniach położonych ponad warstwą inwersyjną panuje wówczas bezchmurna pogoda i szczyty górskie, także ze względu na dużą przezroczystość powietrza, otrzymują maksymalne wartości usłonecznienia w porównaniu z resztą kraju. Na terenach górskich w chłodnym półroczu przy sytuacjach wyżowych dochodzi do zaniku chmur na skutek oddziaływania „fenów swobodnych”, co sprzyja dużemu usłonecznieniu.

Przestrzenne zróżnicowanie zimowych sum usłonecznienia obliczanego na podstawie danych satelitarnych (rys. 6b) jest w ogólnym zarysie zbliżone do obrazu z danych naziemnych (rys. 6a). Wartości najwyższe (powyżej 190 godzin) występują na południu Polski i stopniowo maleją w kierunku północnym, do minimum (110 godzin) na północnym wschodzie kraju i lokalnie na Pojezierzu Zachodniopomorskim. Cechą różniącą rozkład usłonecznienia na podstawie danych satelitarnych, oprócz generalnie wyższych wartości, jest trudne do wyjaśnienia podwyższenie wartości we wschodniej części Karpat.

Wiosną sumy usłonecznienia wahają się od 410 godzin na południu Polski do ponad 510 godzin w północnej połowie kraju (rys. 7a). Najwyższe wartości (powyżej 570 godzin) występują na Pobrzeżu Koszalińskim i Gdańskim oraz na Pojezierzu Południowopomorskim. W zachodniej części kraju sumy usłonecznienia maleją klinem w kierunku Przedgórze Sudeckiego i Sudetów. Natomiast drugi klin przechodzi przez środek Polski w odwrotnym kierunku, od mini-



Rys. 6. Sumy usłonecznienia w zimie (grudzień, styczeń, luty) na podstawie danych: a) naziemnych, b) satelitarnych (lata 1983-2018)

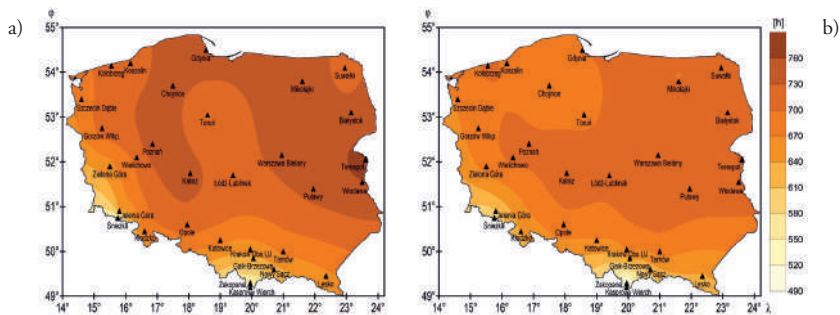


Rys. 7. Sumy usłonecznienia na wiosnę (marzec, kwiecień, maj) na podstawie danych: a) naziemnych, b) satelitarnych (lata 1983-2018)

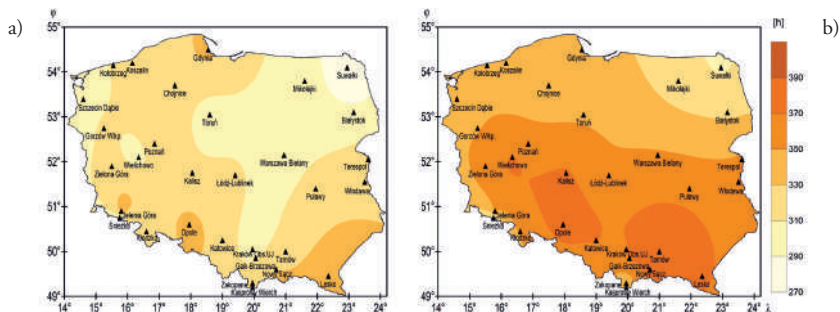
mum nad obszarem Tatr do Niziny Środkowomazowieckiej i dalej na północ. Na wschodzie Polski, od północy kraju do Polesia, sumy usłonecznienia przekraczają 500 godzin, a następnie dalej na południe nieznacznie maleją. Jedynie w okolicach Suwałk (Pojezierze Mazurskie) zaznacza się obszar z obniżonym usłonecznieniem.

O tej porze roku cechą wspólną rozkładu usłonecznienia na podstawie danych naziemnych i satelitarnych jest wzrost usłonecznienia z południa na północ (rys. 7a-b). Jednak obszar z najwyższymi wartościami (powyżej 570 godzin) na rysunku 7b jest podzielony na wąski pas nad Zatoką Gdańską i klin sięgający od zachodniej części Pobrzeża Szczecińskiego do Niziny Południowopolskiej. Izolinie na południu są bardziej zagęszczone, a obszar z obniżonym usłonecznieniem w północno-wschodniej Polsce zajmuje znacznie większą powierzchnię niż na rysunku 7a.

W lecie usłonecznienie w Polsce jest czterokrotnie większe niż w zimie, co wiąże się nie tylko z uwarunkowaniami astronomicznymi (długość dnia), ale także z dużym, przeważnie warstwowym zachmurzeniem w chłodnej części roku. Rozciągłość południkowa naszego kraju powoduje, że długość dnia na krańcach północnych jest w lecie o ok. 1,1 godziny większa niż na skraj południowym. Sumy roczne usłonecznienia w dużym stopniu zależą od sumy usłonecznienia z miesięcy letnich, dlatego zróżnicowanie przestrzenne usłonecznienia w tej porze roku nawiązuje do rozkładu sum rocznych. Ze względu na długość dnia widoczne jest uprzywilejowanie insolacyjne północnej połowy Polski i zmniejszanie się usłonecznienia z północy na południe (rys. 8a).



Rys. 8. Sumy usłonecznienia w lecie (czerwiec, lipiec, sierpień) na podstawie danych: a) naziemnych, b) satelitarnych (lata 1983-2018)



Rys. 9. Sumy usłonecznienia w jesieni (wrzesień, październik, listopad) na podstawie danych: a) naziemnych, b) satelitarnych (lata 1983-2018)

Zaznacza się także obniżanie usłonecznienia ze wschodu na zachód, co związane jest z przewagą cech oceanicznych klimatu na zachodzie kraju i większym zachmurzeniem niż na wschodzie, szczególnie na Nizinie Południowopodlaskiej i Polesiu Zachodnim, gdzie występują maksymalne wartości usłonecznienia (760 godzin). Najmniejsze usłonecznienie (poniżej 500 godzin) cechuje obszary górskie, Tatry i Sudety, ze względu na mniejszą długość dnia niż na północy Polski i duże zachmurzenie konwekcyjne nawet przy sytuacjach wyżowych.

Rozkład sum usłonecznienia na podstawie danych satelitarnych (ryc. 6b) zachowuje ogólne tendencje wzrostu z południa na północ i z zachodu na wschód, a wartości są niższe w porównaniu z danymi naziemnymi (rys. 8a). Nie zaznacza się uprzywilejowanie insolacyjne wschodniego wybrzeża Bałtyku i tylko na niewielkim obszarze Polesia Zachodniego występują maksymalne sumy usłonecznienia (powyżej 730 godzin).

W jesieni zróżnicowanie przestrzenne sum usłonecznienia na podstawie danych naziemnych jest małe w porównaniu z innymi porami roku, a wartości są o ponad połowę mniejsze niż w lecie. Suma godzin ze słońcem waha się od minimum 270 na Pojezierzu Mazurskim do 340 w południowo-wschodniej części kraju oraz sporadycznie na Przedgórzu Sudeckim i nad Zatoką Gdańską (rys. 9a). Bardziej słoneczna jest zachodnia połowa Polski (bez pasa na północnym zachodzie) i południowo-wschodnia niż północno-wschodnia i środkowa.

W jesieni wartości sum usłonecznienia na podstawie danych satelitarnych (rys. 9b) są wyższe, a zróżnicowanie przestrzenne jest inne (bardziej równoleżnikowe) niż w przypadku danych naziemnych (rys. 9a). Usłonecznienie w południowej połowie Polski, z wyjątkiem Tatr, Sudetów i Przedgórza Sudeckiego, jest wyższe niż w północnej, zachodniej i północno-wschodniej części kraju. Ten ostatni fragment obszar ma najniższe sumy usłonecznienia zarówno na podstawie danych naziemnych, jak i satelitarnych.

5. Podsumowanie i wnioski

W Polsce, podobnie jak na innych stacjach w Europie, występuje istotny trend rosnący sum rocznych usłonecznienia, mający początek w latach 80. XX w., z maksimum w roku 2018. Wraz ze wzrostem szerokości geograficznej następuje wzrost usłonecznienia w lecie, w półroczu ciepłym (marzec-sierpień) i w roku, natomiast w zimie i w półroczu chłodnym – jego spadek.

Rozkład sum rocznych usłonecznienia w Polsce na podstawie danych satelitarnych nie potwierdził powszechnego poglądu, że obszarami uprzywilejowanymi pod względem insolacyjnym są tereny nadmorskie i środkowo-wschodnia część Polski, lecz rozległy teren od Pojezierza Wielkopolskiego po Wyżynę Małopolską.

Istnieje pewna zgodność danych satelitarnych i naziemnych, lecz dokładność dopasowania zależy od lokalizacji stacji i podlega wahaniom w cyklu rocznym i wieloletnim. Największe rozbieżności między sumami usłonecznienia obliczanymi na podstawie danych naziemnych i satelitarnych występują w rejonach podgórskich i górskich. Ponadto w jesieni i zimie na większości stacji meteorologicznych sumy usłonecznienia określone metodą satelitarną są przeszacowane, a w lecie niedoszacowane.

Pytanie, który obraz zróżnicowania przestrzennego usłonecznienia w Polsce jest bardziej prawdziwy, czy na podstawie danych naziemnych, czy satelitarnych jest nadal aktualne. Wyjaśnienie problemu wymaga dalszych badań.

Literatura

- Bryś K., 2008, Przebieg dobowy i roczny usłonecznienia we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961-2006, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych PAN, 526, 53-65
- Bryś K., Bryś T., 2005, Zmienność klimatu solarnego Wrocławia w latach 1891-2003, [w:] Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego, A. Kostrzewski (red.), Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 399-408
- Chomicz K., Kuczmarska L., 1971, Zachmurzenie i usłonecznienie w Polsce, Przegląd Geofizyczny, 16 (1-2), 69-87
- Gorczyński E., 1912, O insolacji ziem polskich, [w:] Charakterystyka fizyczna ziem polskich i charakterystyka fizyczna ludności, Akademia Umiejętności, Kraków, 161-170
- Kłysik K., 1969, O usłonecznieniu w Polsce, Zeszyty Naukowe UŁ. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. Seria II, 32, 89-103
- Kothe S., Pfeifroth U., Cremer R., Trentmann J., Hollmann R., 2017, A satellite-based sunshine duration climate data record for Europe and Africa, Remote Sensing, 9 (5), DOI: 10.3390/rs9050429
- Koźmiński C., Michalska B., 2005, Sunshine in Poland, Akademia Rolnicza w Szczecinie, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin, 110 s.
- Kuczmarski M., 1990, Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii, Dokumentacja Geograficzna, 4, 67 s.
- Lorenc H. (red.), 2005, Atlas klimatu Polski, IMGW, Warszawa, 116 s.
- Manara V., Beltrano M.C., Brunetti M., Maugeri M., Sanchez-Lorenzo A., Simolo C., Sorrenti S., 2015, Sunshine duration variability and trends in Italy from homogenized instrumental time series (1936-2013), Journal of Geophysical Research – Atmospheres, 120 (9), 3622-3641, DOI: 10.1002/2014JD022560
- Matuszko D., 2014, Long-term variability in solar radiation in Krakow based on measurements of sunshine duration, International Journal of Climatology, 34 (1), 228-234, DOI: 10.1002/joc.3681
- Matuszko D., 2016, Usłonecznienie w miastach na podstawie wybranych stacji w Europie, Acta Geographica Lodziensia, 104, 45-56
- Matuszko D., Węglarczyk S., Soroka J., Homogenization of sunshine duration series after the introduction of automatic instruments in Poland (w przygotowaniu).
- Merecki R., 1914, Klimatologia ziem polskich, Druk i Litografia Jana Cotty, Warszawa, 313 s.
- Norris J.R., Wild M., 2007, Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover solar “dimming” and solar “brightening”, Journal of Geophysical Research – Atmosphere, 112 (D8), DOI: 10.1029/2006JD007794

- Pfeifroth U., Kothe S., Trentmann J., Hollmann R., Fuchs P., Kaiser J., Werscheck M., 2019, Surface Radiation Data Set – Heliosat (SARAH) – Edition 2.1, Satellite Application Facility on Climate Monitoring, DOI: 10.5676/EUM_SAF_CM/SARAH/V002_01
- Sanchez-Lorenzo A., Brunetti B., Calbo J., Martin-Vide J., 2007, Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 112 (D20), DOI: 10.1029/2007JD008677
- Sanchez-Lorenzo A., Calbo J., Martin-Vide J., 2008, Spatial and temporal trends in sunshine duration over Western Europe (1938–2004), *Journal of Climate*, 21 (22), 6089–6098, DOI: 10.1175/2008JCLI2442.1
- Sanchez-Lorenzo A., Wild W., Brunetti M., Guijarro J.A., Hakuba M.Z., Calbo J., Mystakidis S., Bartok B., 2015, Reassessment and update of long-term trends in downward surface shortwave radiation over Europe (1939–2012). *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 120 (18), 9555–9569, DOI: 10.1002/2015JD023321
- Stanhill G., Cohen S., 2005, Solar radiation changes in the United States during the twentieth century: evidence from sunshine duration measurements, *Journal of Climate*, 18 (10), 1503–1512, DOI: 10.1175/JCLI3354.1
- Stenz E., 1930, Sur la distribution géographique de la durée de l'insolation en Pologne, *Kosmos*, 55

Streszczenie

Celem opracowania jest charakterystyka zróżnicowania przestrzennego usłonecznienia w Polsce na podstawie danych naziemnych i satelitarnych. Publikacja jest też głosem w dyskusji na temat wątpliwości metodycznych dotyczących jednorodności serii heliograficznych i możliwości zastąpienia naziemnych danych pomiarowych danymi satelitarnymi.

W opracowaniu wykorzystano dane naziemne i satelitarne z wielolecia 1983–2018 z terenu Polski. Dane naziemne obejmują sumy dobowe usłonecznienia z dwudziestu dziewięciu stacji IMGW-PIB i dwóch stacji UJ. Dane satelitarne obejmują wartości usłonecznienia pochodzące z najbliższego piksela konkretnej stacji meteorologicznej z produktu “SDU – 003”. Wartości te pozyskano z bazy SARAH-2, udostępnianej przez EUMETSAT [Pfeifroth i in. 2019]. Obliczono sumy miesięczne, sezonowe i roczne usłonecznienia, które przedstawiono na mapach, wykonanych metodą kriginu za pomocą programu Surfer 16. Dokonano porównania rozkładu usłonecznienia na podstawie dwóch źródeł danych, obliczono korelacje między nimi. W wyniku przeprowadzonej analizy stwierdzono, że średnie sumy roczne usłonecznienia obliczone na podstawie danych naziemnych wahają się od 1460–1500 godzin na południu i południowym zachodzie kraju do 1800–1830 godzin na północy (wschodnie wybrzeże Bałtyku). Na przeważającym terenie kraju usłonecznienie waha się od 1700 do 1750 godzin rocznie i stopniowo maleje od centrum, w kierunku południowo-zachodnim, południowym i północno-wschodnim. Wyraźnie zaznacza się wzrost usłonecznienia od obszarów górskich w kierunku nizin centralnej Polski. Rozkład sum rocznych usłonecznienia na podstawie danych satelitarnych obalił powszechny pogląd, że obszarami uprzywilejowanymi pod względem insolacyjnym są tereny nadmorskie i środkowo-wschodnia część Polski.

Słowa kluczowe

Usłonecznienie, pomiary naziemne, dane satelitarne, Polska.

Summary

The aim of the study is to characterize the variability and spatial diversification of sunshine duration in Poland on the basis of ground- and satellite-based data. The study used ground-based data (SDU^{gnd}) from the years 1971-2018 from 29 IMGW-PIB stations and two stations of the Jagiellonian University. All meteorological stations included in the study were assigned sunshine duration values (SDU^{sat}), which were the result of observations by the first and second generation Meteosat satellites [Pfeifroth et al. 2019]. Based on ground and satellite data from the years 1983-2018, monthly, seasonal and annual sums were calculated, and were presented on the maps. As a result of the analysis, it was found that there is a significant increasing trend in Poland of annual sunshine duration sums from the 1980s to the maximum in 2018. Average annual sunshine duration sums calculated on the basis of ground-based data range from 1460-1500 hours in the south and south-west of the country to 1800-1830 hours in the north - the eastern Baltic coast by the Gulf of Gdansk. In the prevailing area of the country, sunshine duration ranges from 1700 to 1750 hours per year and gradually decreases from the center towards the south-west, south and north-east. The increase in sunshine duration from mountainous areas towards the lowlands of central Poland is clearly marked. The distribution of annual sums of sunshine duration in Poland on the basis of satellite data has not confirmed the common view that the privileged areas for insolation are the coastal areas and the central and eastern part of Poland, but rather the vast area of central Poland from the Wielkopolskie Lakeland to the Małopolska Upland.

Keywords

Sunshine duration, ground-based measurements, satellite data, Poland.

PROMIENIOWANIE SŁONECZNE NA OBSZARZE POLSKI W ŚWIETLE DANYCH SATELITARNYCH 2004-2018

SOLAR RADIATION OVER THE AREA OF POLAND
IN THE LIGHT OF SATELLITE DATA 2004-2018

Piotr STRUZIK, Małgorzata KĘPIŃSKA-KASPRZAK,
Danuta LIMANÓWKA, Monika PAJEK

1. Wprowadzenie

Promieniowanie słoneczne jest najważniejszą, bo podstawową przyczyną wszelkich zjawisk pogodowych. Energia cieplna transmitowana do Ziemi drogą promieniowania jest pierwotnym źródłem życia, ruchu, zmian krajobrazowych itp. [m.in. Crowe 1987]. Temu elementowi poświęca się w Polsce jednak za mało uwagi, o czym świadczy niewystarczająca ilość stacji pomiarowych promieniowania słonecznego, ograniczająca możliwości prawidłowego przedstawienia poziomu natężenia promieniowania na obszarze naszego kraju. Największe zasługi w tym obszarze badań miał prof. Gorczyński, a następnie prof. Stenz [Wójcik 2002]. Gorczyński jako dyrektor Państwowego Instytutu Meteorologicznego już w roku 1920 zapoczątkował pomiary promieniowania słonecznego w Gdańsku, a następnie w Gdyni. W Warszawie obserwacje takie wykonywane były od roku 1901. Pojawiła się możliwość analiz porównawczych promieniowania pomiędzy poszczególnymi stacjami, a w dużym uproszczeniu pomiędzy regionami.

W pracy Paszyńskiego i in. [1999] zwrócono uwagę na możliwość wykorzystania technik satelitarnych w badaniach aktynometrycznych, co nie wyklucza badań terenowych dla topoklimatu (klimatu lokalnego). W meteorologii i klimatologii wyróżnia się promieniowanie krótkofalowe – pochodzenia słonecznego i promieniowanie długofalowe – pochodzenia ziemskiego, to jest promieniowanie powierzchni Ziemi i promieniowanie atmosfery. Przyjęto długość fal $\alpha = 4 \mu\text{m}$, jako granicę między promieniowaniem krótkofalowym pochodzenia słonecznego i długofalowym pochodzenia ziemskiego.

Podstawowe pojęcia, które określają promieniowanie krótkofalowe to: promieniowanie słoneczne bezpośrednie i rozproszone, słoneczne całkowite i odbite oraz promieniowanie słoneczne pochłonięte. Promieniowanie długofalowe składa się z promieniowania długofalowego uchodzącego i promieniowania zwrotnego atmosfery.

W niniejszej pracy do badań przyjęto wartości promieniowania całkowitego ($K\downarrow$), tj. promieniowanie słoneczne całkowite (ang. *global solar radiation* lub *total solar radiation*), określone jako łączny strumień promieniowania w zakresie krótkofalowej części widma słonecznego

(0,17-4 μm), przychodzący na powierzchnię poziomą w postaci promieniowania bezpośredniego I' oraz promieniowania rozproszonego $Kd\downarrow$, padający lub dochodzący z górnej hemisfery (od sklepienia nieba) – $K\downarrow = I' + Kd\downarrow$ [Niedźwiedz 2003].

W warunkach nieba bezchmurnego natężenie promieniowania całkowitego zależy przede wszystkim od promieniowania bezpośredniego, tworzącego wówczas zasadniczą część strumienia $K\downarrow$; odnosi się to jednak do stosunkowo dużych wysokości Słońca, a więc głównie do godzin około południowych. Rano i późnym popołudniem, przy wysokościach Słońca wynoszących kilka czy kilkanaście stopni, główną rolę w strukturze strumienia $K\downarrow$ odgrywa promieniowanie rozproszone. W ciągu pogodnego dnia i przy niezmiennym lub mało zmieniającym się zmętnieniu atmosfery, wartości $K\downarrow$ szybko rosną wraz z wysokością Słońca; natomiast strumień $Kd\downarrow$ w tego rodzaju warunkach, szczególnie przy większych wysokościach Słońca, zmienia się stosunkowo nieznacznie.

Największe wartości promieniowania całkowitego notuje się jednak nie przy niebie całkowicie bezchmurnym, lecz przy częściowym zachmurzeniu chmurami konwekcyjnymi typu *cumulus*, które w dużym stopniu zwiększają dopływ promieniowania rozproszonego do powierzchni czynnej [Matuszko 2012].

Przy zachmurzeniu wysokim typu *cirrus* lub *cirrostratus* następuje wzrost strumienia $K\downarrow$ wraz ze zwiększaniem się wysokości Słońca. Przy niebie pokrytym tymi chmurami znaczną część promieniowania całkowitego stanowi zwykle promieniowanie rozproszone; udział strumienia $Kd\downarrow$ w $K\downarrow$ dochodzi do 70%.

W dużych aglomeracjach miejskich i przemysłowych strumień promieniowania całkowitego $K\downarrow$ jest zmniejszony w stosunku do terenów pozamiejskich.

Reasumując można stwierdzić, że lokalne różnice ilości dochodzącego promieniowania całkowitego $K\downarrow$ wynikają z odmiennej przejrzystości atmosfery i zachmurzenia o charakterze lokalnym oraz są następstwem oddziaływania podłoża, a przede wszystkim ukształtowania powierzchni [Paszyński i in. 1999].

Podjęta problematyka ma na celu pokazanie możliwości wykorzystania danych satelitarnych do analizy zmienności czasowej i przestrzennej promieniowania słonecznego oraz możliwość analizy wartości bieżących na tle wielolecia.

2. Wykorzystany materiał badawczy

Analiza rozkładu przestrzennego i czasowego promieniowania słonecznego została przeprowadzona z wykorzystaniem produktów DSSF (ang. *Down-welling Surface Shortwave Flux*), generowanych przez EUMETSAT Land SAF [Geiger i in. 2008; EUMETSAT 2011a-b, 2012], dostępnych w kroku 30-minutowym oraz jako produkt dobowy od początku okresu funkcjonowania satelitów Meteosat Drugiej Generacji (MSG), tj. od 20 stycznia 2004 roku. Wykorzystuje on dane z satelitów serii MSG w trzech kanałach spektralnych: 0,6; 0,8 i 1,6 μm , rejestrowane w cyklu 15-minutowym, z rozdzielczością przestrzenną wynoszącą ok. 5-6 km dla obszaru Polski. Na podstawie tych danych oraz modelu atmosfery różnego dla warunków bezchmurnych

i zachmurzonych, odtwarzane są wartości promieniowania słonecznego całkowitego docierającego do powierzchni ziemi w zakresie krótkofalowym (0,3-4 μm). Dla warunków bezchmurnych wartość promieniowania docierającego do powierzchni (bezpośredniego i rozproszonego) zależy od wartości stałej słonecznej, odległości Ziemi od Słońca zależnej od dnia roku oraz efektywnej transmitancji promieniowania przez atmosferę [Frouin i in. 1989], uwzględniającej koncentrację pary wodnej, całkowitą zawartość ozonu, widzialność i albedo powierzchni. Dla sytuacji zachmurzonej, określanej na podstawie produktu satelitarnego „maska zachmurzenia” Nowcasting SAF [EUMETSAT 2019], uproszczony model transferu promieniowania jest obliczany na podstawie Gautier i in. [1980] oraz Brisson i in. [1999]. Albedo chmur i ich transmitancja jest określana na podstawie danych satelitarnych. Procedury te realizowane są z przyjęciem pewnych uproszczeń, takich jak: założenie jednorodności zachmurzenia w jednym pikselu satelitarnym, stała wartość widzialności i całkowita zawartość ozonu pochodząca z klimatologii TOMS (ang. *Total Ozone Mapping Spectrometer*), a zawartość pary wodnej z prognoz ECMWF.

Niezwykle cenną zaletą tych operacyjnych produktów jest możliwość monitorowania stanu aktualnego na tle wartości średnich z wielolecia. Nie pozwalają na to (pomimo lepszej dokładności) produkty generowane przez Climate-SAF¹, czy w ramach innych programów, gdyż są okresowo aktualizowane, a nie dostępne w czasie bliskim rzeczywistego [Pfeifroth i in. 2018, 2019].

Niezaprzeczalną zaletą produktu opartego na danych satelitarnych jest jego ciągłe pokrycie przestrzenne (rys. 1) oraz dostępność danych w czasie bliskim rzeczywistego poprzez EumetCast – system dystrybucji danych satelitarnych Organizacji EUMETSAT.

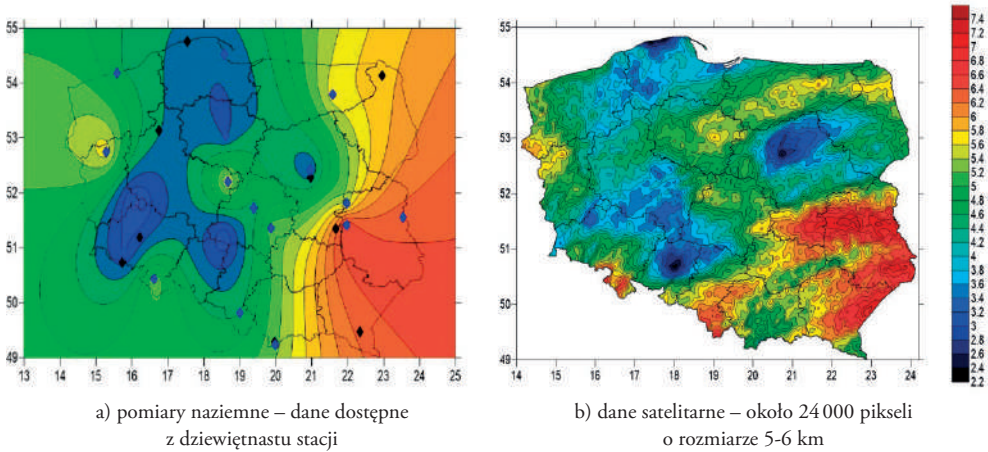
Produkt Land SAF DSSF był szczegółowo walidowany w ramach działalności Land-SAF [EUMETSAT 2011b, 2012], stąd nie jest to celem niniejszego opracowania. Niemniej, aby podkreślić możliwość praktycznego wykorzystania produktów satelitarnych, dokonano porównania wartości dla wybranych stacji aktywności w sieci pomiarowo-obszernej IMGW-PIB.

Celem analizy zmienności przestrzennej i czasowej energii promieniowania słonecznego (nasłonecznienia) dla obszaru Polski, przetworzono wszystkie produkty satelitarne DSSF przedstawiające sumy dobowe dla okresu 2004-2018 – wyselekcjonowano obszar Polski, przedstawiono w formie graficznej i cyfrowej wybrane wartości. Przygotowano rozkłady przestrzenne energii promieniowania słonecznego. Dane dekadowe i miesięczne były korygowane do 10-dniowej długości dekady i 30-dniowej długości miesiąca. Opracowano:

- rozkłady przestrzenne wartości nasłonecznienia dla obszaru Polski dla okresu dobowego, dekadowego, miesięcznego, rocznego i dla wielolecia;
- rozkłady przestrzenne anomalii względem wielolecia dla całego okresu 2014-2018, dla dekad, miesięcy oraz lat;
- przebiegi czasowe z krokiem dekadowym i miesięcznym, średniej wartości promieniowania słonecznego dla całego obszaru Polski, szesnastu województw i trzystu osiemdziesięciu powiatów;
- klasyfikacje tabelaryczne dla dekad i miesięcy w kolejnych latach.

Łącznie wykonano około 20 000 map i wykresów w formie przedstawionej na rysunku 2.

¹ www.cmsaf.eu

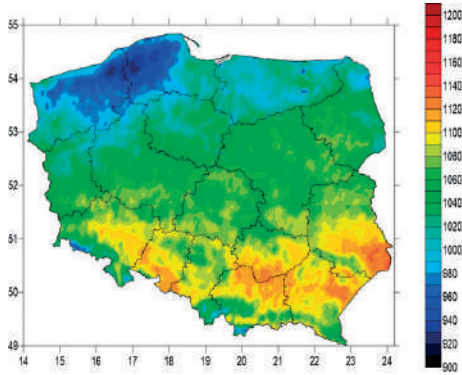


Rys. 1. Przykładowy rozkład przestrzenny dobowego promieniowania słonecznego (kWh/m^2) na podstawie obserwacji: a) naziemnych, b) satelitarnych, dla wybranego dnia (21.07.2007 r.)

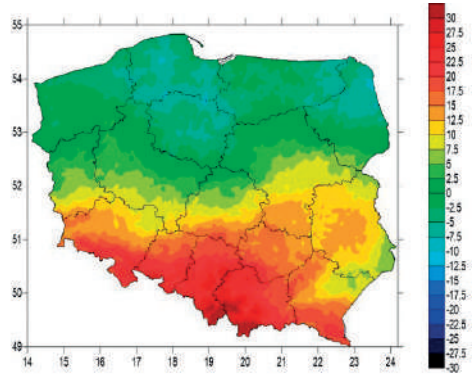
3. Analiza promieniowania słonecznego na obszarze Polski na podstawie danych satelitarnych

Przetworzone dane pozwoliły na przedstawienie rozkładu przestrzennego średnich rocznych sum energii promieniowania słonecznego dla obszaru Polski za okres 2004-2018 (rys. 3). Wartości te wynoszą od ok. 1200 kWh/m^2 dla obszaru Polski południowej i południowo-wschodniej, do ok. 1000 kWh/m^2 dla Pomorza i Suwalszczyzny; dla obszarów górskich spadają do około 950 kWh/m^2 . Możemy zaobserwować cały szereg interesujących właściwości tego rozkładu, związanych z lokalnym klimatem, takich jak: dolną część doliny Wisły z niższymi wartościami nasłonecznienia, związanymi najprawdopodobniej z częstszym zaleganiem mgieł i niskich chmur warstwowych; wyjątkowo wysokie wartości dla rejonu południowo-wschodniego z wyłączeniem gór; niższe wartości dla progę Roztocza w porównaniu do otaczającego terenu.

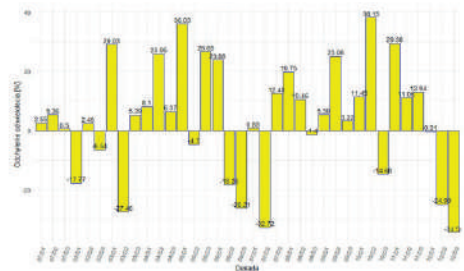
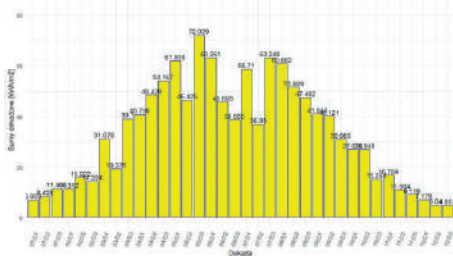
Względnie duże zróżnicowanie przestrzenne wartości średniej rocznej sumy energii promieniowania słonecznego na obszarze Polski zależy w dużym stopniu od czynników cyrkulacyjnych, znajdujących odbicie w zmienności i wielkości zachmurzenia ogólnego nieba oraz przezroczystości atmosfery [Woś 2010]. I tak przykładowo, niższe średnie roczne sumy energii promieniowania widoczne w pasie od Pojezierza Mazurskiego przez Pojezierze Pomorskie po Pojezierze Lubuskie korelują z wysokimi średnimi rocznymi wartościami zachmurzenia obserwowanymi na tym obszarze [Lorenc 2005]. Podobną sytuację obserwuje się na obszarach górskich południowej Polski, gdzie najniższe wartości sum promieniowania obserwuje się w partiach szczytowych oraz dowietrznych pasm górskich. Prawdopodobnie ta uwidacznia się także w przypadku niższych wyniosłości terenowych, takich jak: północno-zachodnie stoki Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej, Wyżyna Śląska oraz Krakowsko-Częstochowska, czy też Wzgórza Trzebnickie oraz Ostrzeszowskie. Z kolei wyższe wartości średniej rocznej sumy promieniowania na wybrzeżu Morza Bałtyckiego i Półwyspie Słowińskim można wiązać ze stosunkowo niewielkim zachmurzeniem tych terenów, szczególnie jeżeli chodzi o zachmurzenie typu konwekcyjnego [Paszyński, Niedźwiedz 1991].



Suma roczna (2007) – rozkład przestrzenny (kWh/m²)



Anomalia względem wielolecia (VI.2017 r.) – rozkład przestrzenny (%)

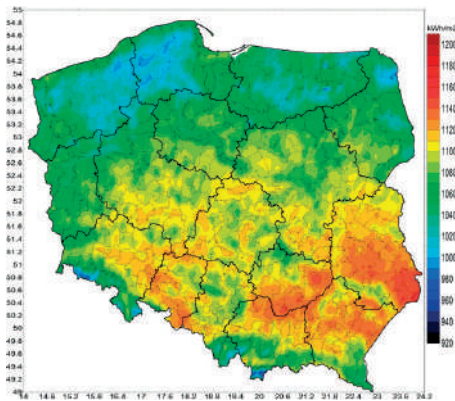


Przebieg dekadowy anomalii względem wielolecia dla wybranego roku i jednostki administracyjnej (Małopolska, 2018 r.)

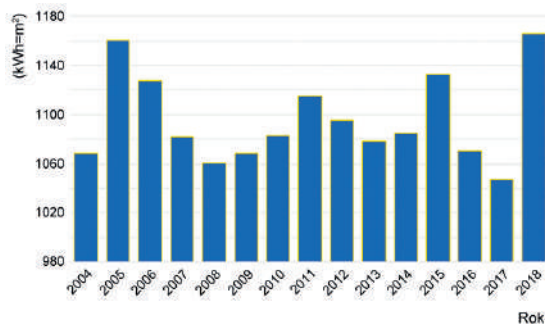
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2004	-1000	43.07	61.1	140.20	147.00	156.02	190.08	143.83	104.51	47.33	71.44	13.70
2005	18.34	41.84	89.01	149.46	153.41	180.75	157.02	146.61	117.86	70.04	27.16	18.56
2006	59.82	42.07	73.87	173.60	164.13	185.55	232.07	112.00	89.73	50.44	26.04	16.08
2007	18.5	36.94	64.09	155.98	171.47	168.51	144.02	142.24	89.97	51.41	21.85	13.15
2008	26.18	43.01	73.59	132.18	167.80	106.12	144.01	126.4	86.64	54.72	22.78	14.20
2009	21.86	40.44	67.44	163.86	155.6	147.28	164.37	176.58	111.02	43.54	26.83	14.47
2010	23.03	44.18	77.08	142.82	107.98	188.44	187.13	119.86	92.45	64.35	30.41	15.39
2011	19.47	53.9	86.87	143.57	193.45	189.08	135.85	136.11	109.89	62.24	36.27	14.32
2012	39.88	45.91	90.94	134.26	223.06	147.01	193.07	148.59	108.27	58.89	23.15	15.58
2013	14.12	30.20	62.76	132.26	141.36	159.25	194.98	151.07	82.1	57.94	41.46	16.48
2014	18.12	51.45	86.35	135.49	142.7	147.4	176.49	137.72	88.55	56.3	24.36	14.53
2015	13.05	48.4	83.54	139.53	159.21	164.29	177.11	171.71	104.14	57.39	28.32	16.48
2016	21.39	40.3	89.09	124.53	198.89	175.47	154.71	139.27	115.04	42.66	25.95	16.79
2017	34.38	44.77	80.48	132.58	159.65	172.76	169.54	146.12	89.83	53.67	23.28	14.24
2018	18.4	45.18	76.12	143.72	191.03	165.68	182.91	141.74	104.12	65.12	46.31	12.18

Klasyfikacja tabelaryczna – miesięczne sumy energii promieniowania słonecznego (kWh/m²) – województwo lubuskie

Rys. 2. Formy przedstawienia wyników dla opracowanych danych



Rys. 3. Rozkład sumy rocznej energii promieniowania słonecznego – średnia z wielolecia 2004-2018



Rys. 4. Roczna energia promieniowania słonecznego dla obszaru Polski (średnia) dla kolejnych lat 2004-2018

Natomiast najwyższe wartości promieniowania obserwowane na obszarze od Wyżyny Lubelskiej po południową część Wyżyny Małopolskiej wynikają z większej częstości utrzymywania się na tym obszarze, zwłaszcza w drugiej połowie lata i wczesną jesienią, układów wyżowych [Paszyński, Niedźwiedź 1991].

Jeżeli chodzi o przyczyny zróżnicowania średniej rocznej sumy energii promieniowania na mniejszych obszarach (skala powiatu), to można tutaj przywołać uwagę zamieszczoną we wstępie niniejszej pracy i wskazać na fakt, że obok lokalnych różnic w stopniu przezroczystości atmosfery oraz stopniu zachmurzenia, istotne znaczenie ma tutaj oddziaływanie podłoża, a przede wszystkim ukształtowanie powierzchni [Paszyński i in. 1999].

Analizując wartości z kolejnych lat (rys. 4), możemy zaobserwować wyjątkowo słoneczny rok 2018, jak i wcześniejsze: 2005, 2006, 2015 oraz stosunkowo pochmurne: 2004, 2008, 2009 i 2017.

Analiza rozkładu przestrzennego nasłonecznienia, opartego na średnich z wielolecia, dla kolejnych miesięcy roku została przedstawiona na rysunku 6. Możemy zauważyć wyraźnie równoleżnikowy rozkład od października do lutego związany z wysokością słońca. Od kwietnia do lipca występuje wąska strefa u wybrzeży Bałtyku o nieco wyższym nasłonecznieniu w stosunku do obszaru w głębi lądu. W miesiącach letnich (czerwiec-sierpień) najwyższe wartości obejmują obszar wschodniej Polski, ze szczególnie uprzywilejowanym województwem lubelskim. W miesiącach zimowych najwyższe wartości są obserwowane w południowej części województwa małopolskiego. W porze letniej obszary górskie otrzymują mniej promieniowania ze względu na zachmurzenie o charakterze konwekcyjnym.

4. Rok 2018 na tle wielolecia 2004-2017

Głównym celem prowadzonych badań była analiza możliwości wykorzystania danych satelitarnych do bieżącego monitorowania warunków nasłonecznienia na tle wartości średnich z wielolecia. Przykładem takiego wykorzystania zebranych danych historycznych oraz wpływających danych bieżących jest analiza roku 2018 na tle lat poprzedzających 2004-2017. Roczna suma nasłonecznienia została już przedstawiona na rysunku 5. Opracowano ponadto mapy rozkładu przestrzennego anomalii sum miesięcznych i dekadowych wyrażonej w procentach – rysunek 7, które wskazują na ponadprzeciętne nasłonecznienie w lutym (na zachodzie), nadzwyczajnie

słoneczny maj i częściowo kwiecień. W lipcu na obszarze południowo-wschodnim występowały intensywne opady połączone z zachmurzeniem, miejscami wystąpiły wezbrania, czego efektem było nasłonecznienie poniżej przeciętnej. Na sumaryczny wynik roku 2018 wpłynęły ponadprzeciętnie słoneczne miesiące letnie i jesienne.

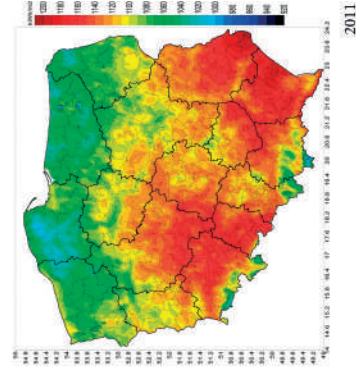
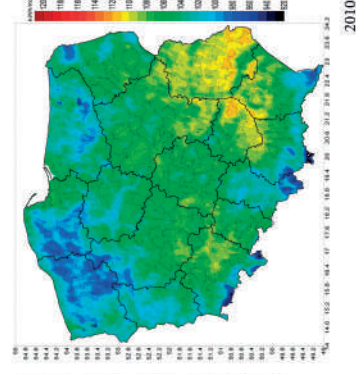
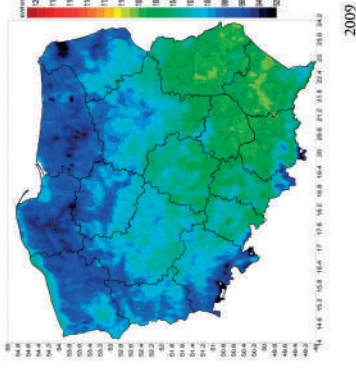
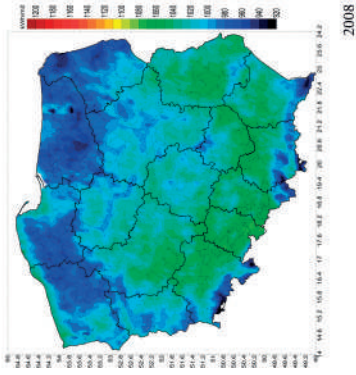
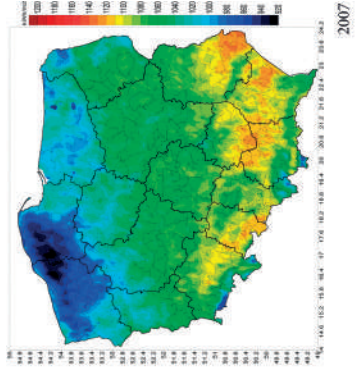
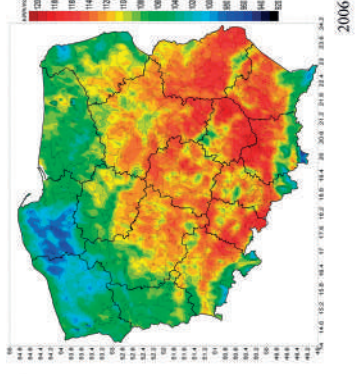
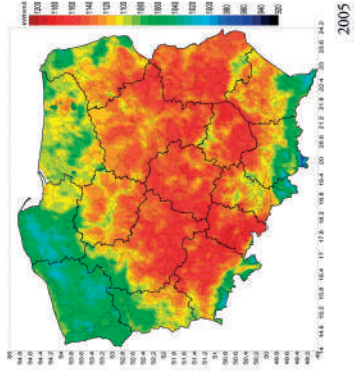
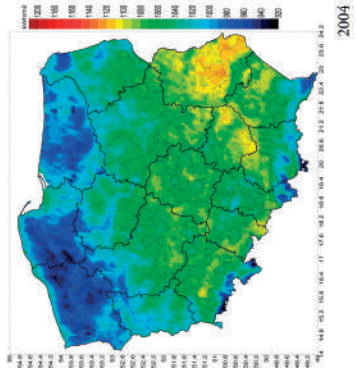
5. Porównanie danych satelitarnych z naziemnymi

Jak już wspomniano, celem niniejszego opracowania nie była szczegółowa walidacja produktu satelitarnego Land SAF DSSF, gdyż zostało to już zrealizowane przez zespół LAND SAF [Geiger i in. 2008; EUMETSAT 2011b, 2012] dla stacji aktywności w różnych krajach Europy oraz przedstawione w innych pracach [Skal i in. 2015]. Niemniej, aby ocenić przydatność tych danych dla Polski, porównano dane z wybranych stacji sieci aktywności IMGW-PIB (rys. 8) z danymi satelitarnymi.

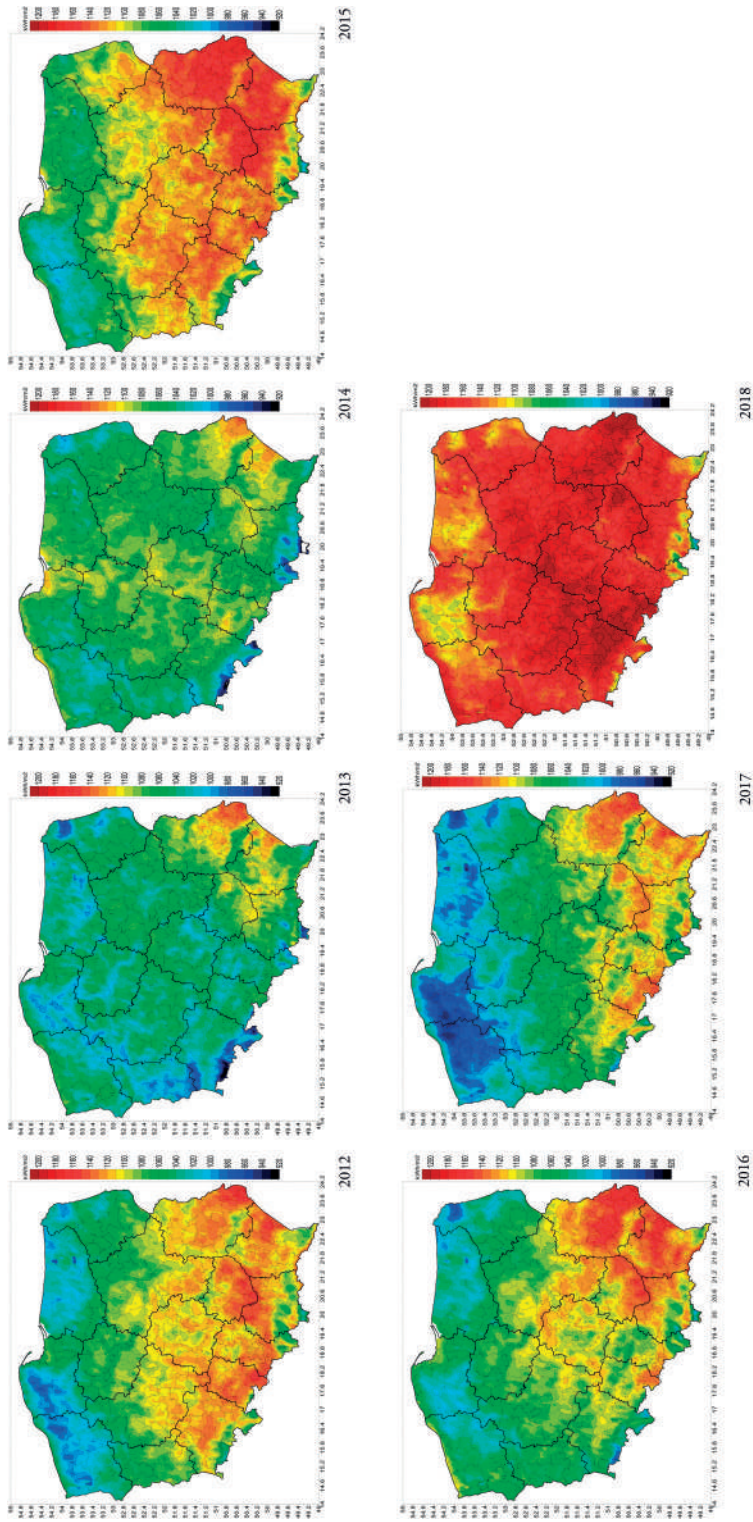
Należy podkreślić, że porównujemy dane dotyczące różnych pomiarów. Dane naziemne mają charakter punktowy, gdzie wszystkie efekty przestrzenne (promieniowanie dochodzące z różnych kierunków, odbite lub rozproszone na krawędziach chmur) są uwidacznione [Matuszko 2012]. Obserwacje satelitarne obejmują obszar około 30-40 km² dla pojedynczego piksela i uśredniają wartości dla całego obszaru. Ponadto dane naziemne są rejestrowane w cyklu minutowym, podczas gdy na jeden produkt satelitarny, generowany w cyklu 30-minutowym, składają się dwie chwilowe obserwacje pozyskiwane co piętnaście minut; wynikowa wartość jest uśredniana dla całego okresu 30-minutowego. Przykładowa seria danych naziemnych i satelitarnych została przedstawiona na rysunku 9. Dla dni bezchmurnych zachodzi bardzo dobra zgodność obu źródeł, podobnie dla okresów całkowitego zachmurzenia. Najgorsze wyniki uzyskano dla zachmurzenia częściowego (chmury typu *cumulus*), kiedy chwilowe wartości promieniowania rejestrowanego pyranometrem mają bardzo zróżnicowany przebieg, przekraczają wartości dla nieba bezchmurnego na skutek odbicia od krawędzi chmur lub gwałtownie spadają w przypadku krótkiego zacinienia czujnika [Schmidt i in. 2016]. Takiego procesu nie jesteśmy w stanie zaobserwować dla obszarowych obserwacji satelitarnych.

Do porównania wybrano sześć stacji zlokalizowanych tak, aby obejmowały różne regiony Polski. Na podstawie danych dobowych obliczono sumy miesięczne promieniowania całkowitego, a następnie wyznaczono ich maksymalne, średnie oraz minimalne sumy miesięczne, jakie wystąpiły na poszczególnych stacjach w latach 2007-2018. Uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 1. Różnice między sumami miesięcznymi z danych naziemnych i satelitarnych dla wszystkich lokalizacji wskazują, że wartości zmierzone na powierzchni ziemi są wyższe niż „satelitarne” w przypadku sum miesięcznych średnich i maksymalnych; większa zgodność dotyczy wartości minimalnych. Wyjątkowo zgodne są pomiary ze stacji w Sulejowie.

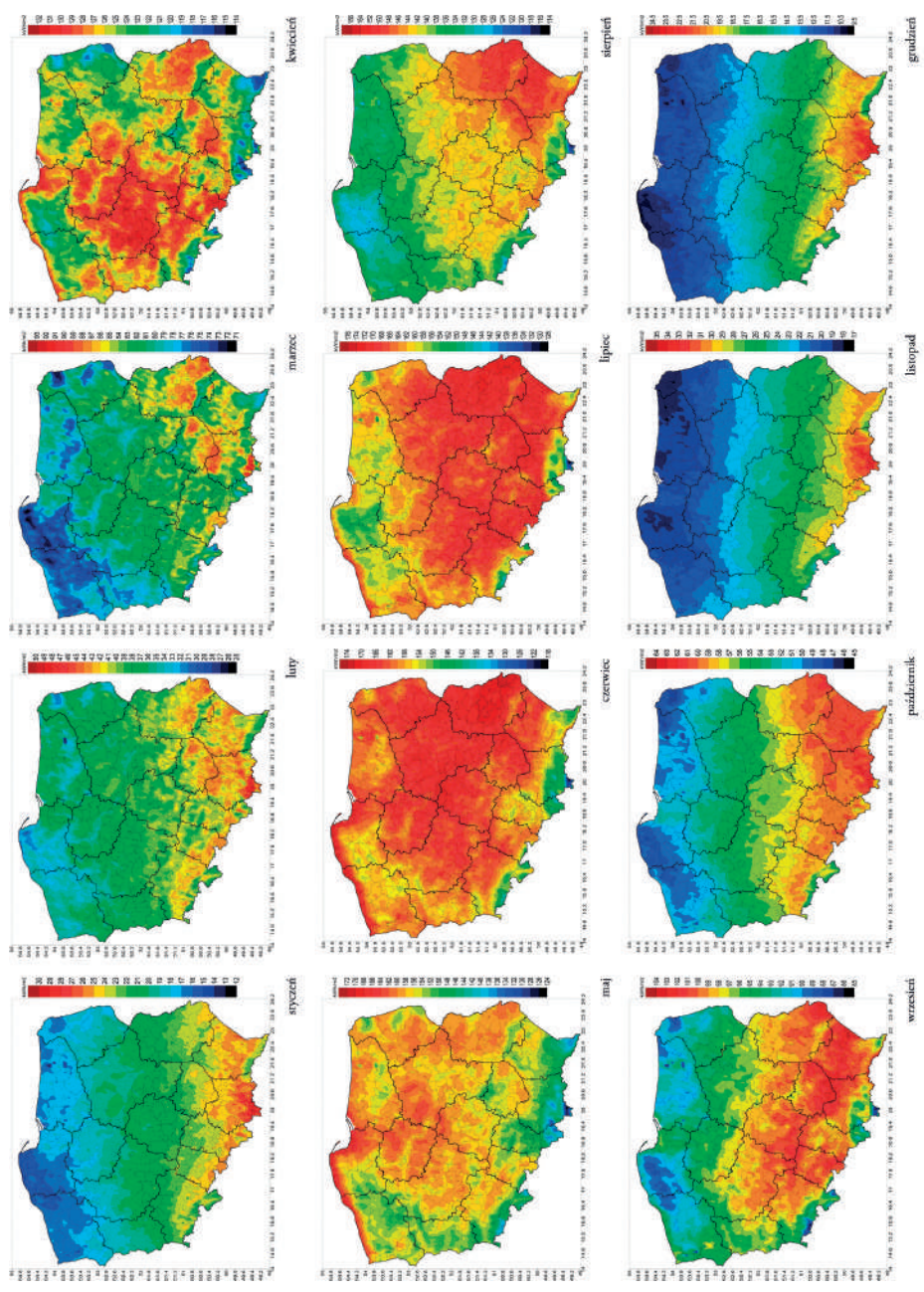
Przeprowadzono analizę zgodności przebiegu miesięcznych sum promieniowania całkowitego z obu źródeł informacji metodą graficzną. Przykładowy wykres przedstawiono na rysunku 10. Jak widać dane z czujników naziemnych i satelitarnych wykazują bardzo dużą zgodność. Widoczne są również pewne cechy charakterystyczne, wspólne dla wszystkich lokalizacji. W latach



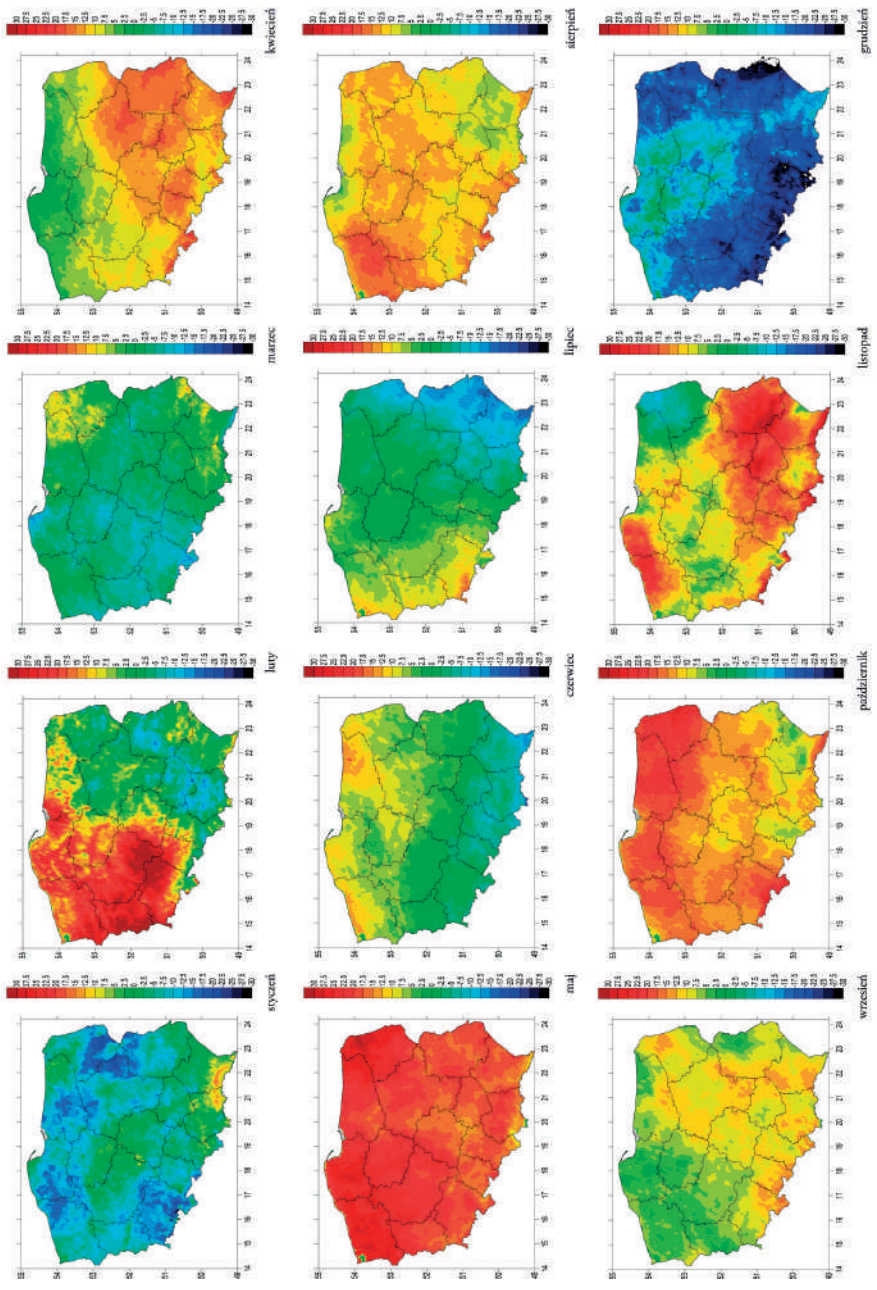
Rys. 5. Sumy rocznej energii promieniowania słonecznego na podstawie produktów satelitarnych (skala 920-1200 kWh/m²)



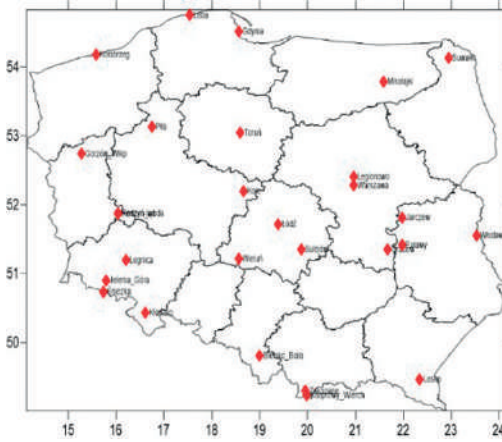
Rys. 5 (kontynuacja). Sumy roczne energii promieniowania słonecznego na podstawie produktów satelitarnych (skala 920-1200 kWh/m²)



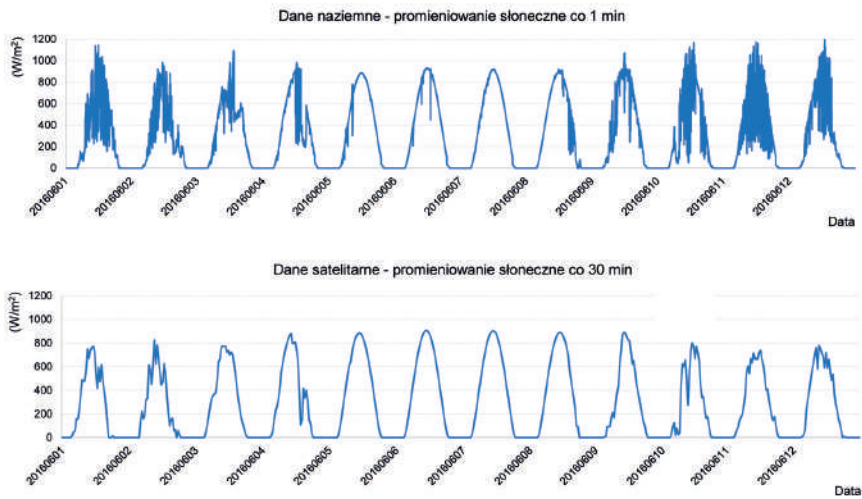
Rys. 6. Miesięczna energia promieniowania słonecznego (kWh/m²), docierająca do powierzchni ziemi w poszczególnych miesiącach roku – średnia z wielolecia 2004-2018 (skala wartości dostosowana do poszczególnych miesięcy)



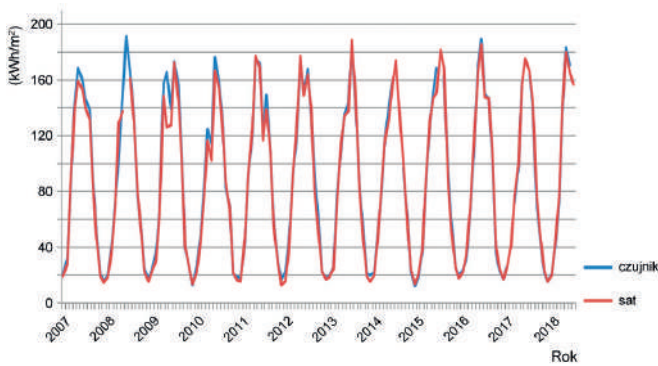
Rys. 7. Rozkład przestrzenny anomalii sum miesięcznych nasłonecznienia w roku 2018 w stosunku do wielolecia 2004-2017 (skala $\pm 30\%$)



Rys. 8. Sieć stacji aktynometrycznych w Polsce



Rys. 9. Porównanie danych promieniowania słonecznego: naziemnych i satelitarnych – stacja Koło



Rys. 10. Przebieg czasowy miesięcznych sum energii promieniowania słonecznego (kWh/m^2) obliczonych na podstawie danych z czujników naziemnych oraz danych satelitarnych – stacja Sulejów

Tabela 1. Minimalne, średnie i maksymalne sumy miesięczne nasłonecznienia (kWh/m^2) w okresie 01.2007-07.2018 na wybranych stacjach synoptycznych (czujnik – dane z pomiarów naziemnych; sat – dane satelitarne; różnica – różnica pomiędzy danymi z pomiarów naziemnych i satelitarnych)

		Charakterystyka		
		min	śr.	max
Jelenia Góra	czujnik	18,4	91,92	189,28
	sat	13,97	85,03	179,88
	różnica	4,07	6,89	9,40
Lesko	czujnik	17,61	97,27	199,94
	sat	15,08	88,72	180,09
	różnica	2,52	8,55	19,85
Łeba	czujnik	7,43	91,41	212,23
	sat	6,66	85,63	198,88
	różnica	0,78	5,78	13,36
Mikołajki	czujnik	9,11	89,78	206,34
	sat	9,14	84,44	198,13
	różnica	-0,03	5,34	8,21
Kolo	czujnik	11,50	92,28	200,31
	sat	11,61	88,49	194,79
	różnica	-0,11	3,78	5,52
Sulejów	czujnik	12,75	88,16	191,45
	sat	13,14	87,95	188,28
	różnica	-0,39	0,21	3,16

Tabela 2. Związek pomiędzy dobowymi wartościami promieniowania całkowitego z danych naziemnych oraz z obserwacji satelitarnych za okres 01.2007-07.2018

Stacja	Współczynnik korelacji*	Siła związku korelacyjnego
Jelenia Góra	0,92	bardzo silna
Lesko	0,95	bardzo silna
Łeba	0,92	bardzo silna
Mikołajki	0,89	silna
Kolo	0,92	bardzo silna
Sulejów	0,88	silna

* na poziomie istotności $\alpha = 0,5$

2009-2010 dopasowanie wartości promieniowania z obu źródeł jest nieco gorsze niż w latach następnych. Ze względu na dłuższy okres braku danych w czerwcu 2008 r., tj. w miesiącu, kiedy często notujemy najwyższe wartości promieniowania (patrz linia czerwona rys. 10), interpretacja przebiegów jest utrudniona. Od 2011 roku zgodność obu źródeł informacji jest znacznie większa, a od roku 2016 przebieg sum miesięcznych jest niemal identyczny. Jedynie na stacji w Lesku zgodność ta, w porównaniu do pozostałych stacji, jest wyraźnie mniejsza.

Dla oceny siły związku pomiędzy dobowymi sumami promieniowania uzyskanymi z pomiarów naziemnych oraz z danych satelitarnych, obliczono współczynniki korelacji dla wszystkich par danych z każdej stacji, odrzucając te dni, dla których nie posiadano pełnej informacji. Uzyskane wyniki (tab. 2) wskazują na bardzo silny (w Mikołajkach i Sulejowie silny) związek korelacyjny pomiędzy analizowanymi danymi na przyjętym poziomie istotności $\alpha = 0,05$.

6. Wnioski

Sieć pomiarowo-obszaryjna z różnych, choć oczywistych, względów dostarcza informacji punktowych. W wielu przypadkach, szczególnie dla analiz przestrzennych, informacje takie wymagają uzupełnienia danymi pochodzącymi z innych źródeł. Należy stwierdzić, że produkty oparte na danych satelitarnych pozwalają na monitorowanie przestrzennego rozkładu m.in. takich parametrów, jak promieniowanie słoneczne. Ich jakość jest całkowicie zadowalająca i nie odbiega od jakości przyrządów naziemnych. Najważniejszą zaletą produktów satelitarnych opartych na danych Meteosat, jest ich rozdzielczość przestrzenna wynosząca 5-6 km na obszarze Polski, co umożliwia śledzenie zmienności zachodzących na obszarach o wielkości powiatów.

Należy podkreślić, że pomiar promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi przy użyciu danych satelitarnych opiera się na innych mechanizmach niż pomiar naziemny. Wykorzystywany jest przede wszystkim pomiar promieniowania odbitego/rozproszonego przez zachmurzenie, docierającego do czujnika satelitarnego – zachmurzenie jest więc głównym czynnikiem modulującym tą wartość.

Wykorzystanie produktów opartych na danych satelitarnych daje zupełnie nowe możliwości monitorowania klimatu lokalnego w skali kraju, województwa, powiatu, regionu.

Literatura

- Blanc P., Gschwind B., Lefèvre M., Wald L., 2011, The HelioClim Project: Surface Solar Irradiance data for climate applications, *Remote Sensing*, 3, 343-361, DOI: 10.3390/rs3020343
- Brisson A., Le Borgne P., Marsouin A., 1999, Development of algorithms for Surface Solar Irradiance retrieval at O&SI SAF low and Mid Latitude, *Météo-France/CMS*, Lannion
- Crowe P.R., 1987, *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa, 598 s.
- EUMETSAT, 2011a, Down-welling Surface Shortwave Flux (DSSF) – Product User Manual, Issue 2.6v2, LSA SAF, Land Surface Analysis
- EUMETSAT, 2011b, Validation Report, Down-welling Surface Shortwave Flux (DSSF), PRODUCTS: LSA-07 (MDSSF), LSA-08 (EDSSF), LSA-09 (DIDSSF), LSA SAF, Land Surface Analysis
- EUMETSAT, 2012, Down-welling Surface Shortwave Flux (DSSF) – Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), Issue 1.0, LSA SAF, Land Surface Analysis
- EUMETSAT, 2019, Algorithm Theoretical Basis Document for the Cloud Product Processors of the NWC/ GEO, NWC/CDOP2/GEO/MFL/SCI/ATBD/Cloud, Issue 2, Rev. 1, NWC SAF
- Frouin R., Lingner D.W., Gautier C., Baker K.S., Smith R.C., 1989, A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface, *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 94 (C7), 9731-9742, DOI: 10.1029/JC094iC07p09731
- Gautier C., Diak G., Masse S., 1980, A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, 19 (8), 1005-1012, DOI: 10.1175/1520-0450(1980)019<1005:ASPMTE>2.0.CO;2

- Geiger B., Meurey C., Lajas D., Franchisteguy L., Carrey D., Roujean J.-L., 2008, Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations, *Meteorological Applications*, 15 (3), 411-420, DOI: 10.1002/met.84
- Lorenc H. (red.), 2005, Atlas klimatu Polski, IMGW, Warszawa, 116 s.
- Matuszko D., 2012, Influence of the extent and genera of cloud cover on solar radiation intensity, *International Journal of Climatology*, 32 (15) 2403-2414, DOI: 10.1002/joc.2432
- Niedźwiedz T., 2003, Słownik meteorologiczny, IMGW, Warszawa, 495 s.
- Paszyński J., Miara M., Skoczek J., 1999, Wymiana energii między atmosferą a podłożem, jako podstawa kartowania topoklimatycznego, *Dokumentacja Geograficzna*, 14, 127 s.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991, Klimat, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, L. Starkel (red.), Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 304-312
- Pfeifroth U., Bojanowski J.S., Clerbaux N., Manara V., Sanchez-Lorenzo A., Trentmann J., Walawender J.P., Hollmann R., 2018, Satellite based trends of solar radiation and cloud parameters in Europe, *Advances in Science and Research*, 15, 31-37, DOI: 10.5194/asr-15-31-2018
- Pfeifroth U., Kothe S., Trentmann J., Hollmann R., Fuchs P., Kaiser J., Werscheck M., 2019, Surface Radiation Data Set – Heliosat (SARAH) – Edition 2.1, *Satellite Application Facility on Climate Monitoring*, DOI: 10.5676/EUM_SAF_CM/SARAH/V002_01
- Schmidt T., Kalisch J., Lorenz E., Heinemann D., 2016, Evaluating the spatio-temporal performance of sky-imager-based solar irradiance analysis and forecasts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (5), 3399-3412, DOI: 10.5194/acp-16-3399-2016
- Schmuck A., 1959, *Zarys klimatologii Polski*, PWN, Warszawa, 160
- Skal P., Struzik P., Moravčík L., 2015, Global solar radiation: comparison of satellite and ground based observations, dostępne online: http://copernicus.gov.cz/documents/19/42686/04_Global_solar_radiation_Moravcik.pdf (30.10.2019)
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 490 s.
- Wójcik G., 2002, Profesor dr Władysław Gorczyński, [w:] *Działalność naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Sympozjum Klimatologiczne na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16-17 IX 1993, 15-25

Streszczenie

W artykule przedstawiono potrzebę badań, ograniczenia pomiarów naziemnych oraz możliwości wykorzystania danych satelitarnych do monitorowania promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi. Temu elementowi poświęca się w Polsce jednak za mało uwagi, o czym świadczy niewystarczająca ilość stacji pomiarowych promieniowania słonecznego, ograniczająca możliwości prawidłowego przedstawienia poziomu natężenia promieniowania na obszarze naszego kraju. Stąd analiza rozkładu przestrzennego promieniowania słonecznego, została przeprowadzona z wykorzystaniem produktów DSSF (ang. *Down-welling Surface Shortwave Flux*) generowanych przez EUMETSAT LAND SAF od 2004 roku.

Przedstawiono rezultaty przetworzenia danych dobowych pozyskanych z LAND SAF dla okresu 20.01.2004 – 31.12.2018. Na podstawie sum dobowych, dekadowych, miesięcznych i rocznych przeanalizowano wartości energii promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi (kWh/m^2) dla całego obszaru

Polski, z rozdzielczością przestrzenną 5-6 km. Obliczono średnie wartości z 15-lecia 2004-2018, średnie dla poszczególnych lat, jak i dla poszczególnych miesięcy roku. Przedstawiono rozkłady przestrzenne wartości dla roku 2018 na tle wielolecia. Dla wybranych stacji aktynometrycznych dokonano porównania wartości zmierzonych na stacji z wartościami z produktu satelitarne.

Analiza danych satelitarnych o rozdzielczości przestrzennej 5-6 km, pozwala na identyfikację zróżnicowania promieniowania słonecznego dla takich obszarów, jak strefa brzegowa, doliny większych rzek, czy obszary górskie.

Słowa kluczowe

Promieniowanie słoneczne, dane satelitarne, klimatologia.

Summary

The article presents the need for research, limitations on ground measurements and the possibility of satellite data use for monitor of solar radiation reaching the Earth's surface. This element is devoted to insufficient attention, since the number of solar radiation measurement stations of is not enough to present the distribution of the radiation intensity for such area like Poland. Hence, the analysis of the spatial distribution of solar radiation was carried out using the DSSF (*Down-Welling Surface Shortwave Flux*) products generated by EUMETSAT Land SAF since 2004.

The results of the processing of daily data collected from SAF Land for the period 20.01.2004 to 31.12.2018 are shown. Based on daily, decade, month and yearly totals, the values of solar radiation reaching the Earth's surface (kWh/m^2) for the entire Polish area with a spatial resolution of 5-6 km were analyzed. The average values for the 15-year period 2004-2018 were calculated, average for each year, and for each month. The spatial distributions of values for year 2018 are presented on a multiannual background. A comparison of the measured values at the station with the values from the satellite product was made for the selected active station. Analysis of satellite data with a spatial resolution of 5-6 km, identifies the diversity of solar radiation for areas such as the coastal zone, valleys of larger rivers or mountainous areas.

Keywords

Solar radiation, satellite data, climatology.

PREDYKCJA ZMIAN CZĘSTOŚCI WYSTĘPOWANIA WYBRANYCH BODŹCÓW TERMICZNYCH W WYNIKU SPODZIEWANYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH

PREDICTION OF CHANGES IN THE FREQUENCY OF SELECTED THERMAL STIMULI IN TERMS OF EXPECTED CLIMATE CHANGES

Tomasz ROZBICKI, Katarzyna ROZBICKA, Grzegorz MAJEWSKI

1. Wprowadzenie

Na organizm człowieka oddziałuje całe środowisko atmosferyczne. Obejmuje ono podstawowe elementy meteorologiczne: promieniowanie słoneczne, usłonecznienie, temperaturę i wilgotność powietrza, ciśnienie atmosferyczne, wiatr, opady, a także zanieczyszczenia gazowe i pyłowe, hałas, odory, jonizację powietrza i zawartość pierwiastków [Czarnecka i in. 2017; Tylkowski 2017; Rozbicka i in. 2018]. Wymienione elementy środowiskowe działają na organizm człowieka nieprzerwanie i ze zmiennym natężeniem. Jeżeli w krótkim czasie następuje zmiana ich wartości, są nazywane bodźcem, który powoduje pozytywne bądź negatywne zmiany w organizmie człowieka [Kozłowska-Szczęśna i in. 1997; Mąkosza, Nidzgorska-Lencewicz 2013; Rozbicka, Rozbicki 2016]. Obecny tryb życia powoduje m.in. wzrost wrażliwości osób na bieżące zmiany warunków meteorologicznych, zwłaszcza podczas przemieszczania się układów niżowych. Zbyt słabe bodźce wydelikacują organizm, a zbyt silne powodują dyskomfort, a nawet zagrożenie dla zdrowia [Koźmiński, Michalska 2013].

Problem oceny oddziaływania bodźców atmosferycznych na organizm człowieka jest złożony. Istnieje bardzo wiele wskaźników opisujących ten wpływ na ludzkie ciało. Wskaźniki te zawierają różne parametry charakteryzujące warunki meteorologiczne, przede wszystkim temperaturę powietrza, a także wilgotność powietrza, prędkość wiatru i inne. Większość z tych wskaźników nie ma bezpośredniego związku z reakcjami fizjologicznymi, które występują w organizmie w odpowiedzi na panujące warunki termiczne. Bardziej złożonym modelem opracowanym na potrzeby oceny obciążeń cieplnych na jakie narażony jest organizm ludzki, jest wskaźnik UTCI (ang. *Universal Thermal Climate Index*). Zakłada się, że ten wskaźnik dostarcza informacji o procesach termicznych i fizjologicznych w całym spektrum możliwych warunków środowiskowych (z uwzględnieniem sezonowości klimatu) i we wszystkich skalach przestrzennych [Błażejczyk i in. 2010, 2016; Rozbicka i in. 2018]. Celem pracy jest określenie zmienności warunków biometeorologicznych na skutek wpływu spodziewanych globalnych zmian klimatycznych. Do opracowania wybrano te wskaźniki, które zawierają tylko temperaturę powietrza. Jest ona najbardziej odczuwalnym przez człowieka bodźcem, szczególnie gdy występują jej liczne wahania

w krótkim czasie [Dobek, Krzyżewska 2015]. Obecnie obserwuje się coraz częstszą zmienność temperatury powietrza oraz gwałtowne anomalie pogodowe i prawdopodobnie takie sytuacje będą nasilać się w przyszłości. Drugim ważnym argumentem dla wyboru temperatury powietrza jest to, że zastosowany generator danych syntetycznych oparty na przyjętych scenariuszach zmian klimatu umożliwia prognozę dobowych wartości temperatury powietrza, promieniowania słonecznego i opadu atmosferycznego [Kuchar 1999]. W przypadku wilgotności powietrza i prędkości wiatru takiej możliwości nie ma.

2. Materiał i metoda

Dane wykorzystane w opracowaniu pochodzą z okresu 1971-2005 z codziennych terminowych pomiarów temperatury powietrza prowadzonych na stacji meteorologicznej w Sulejowie, położonej w środkowej części Polski, w strefie klimatu Krainy Wielkich Dolin (C7) wg klasyfikacji Romera; w klimatycznym regionie Środkowopolskim (R-XVII) wg klasyfikacji Wosia; w obrębie dzielnicy Łódzkiej (X) wg rejonizacji Gumińskiego. Sulejów jest położony poza oddziaływaniem dużej aglomeracji miejskiej a ponadto obszar ten jest atrakcyjny turystycznie (agroturystyka, rekreacja i sporty wodne), co dodatkowo motywuje do analizy bioklimatu tego miejsca.

Dane z okresu 1971-1990 posłużyły do obliczenia i przeanalizowania rzeczywistych przebiegów i częstości występowania warunków biometeorologicznych natomiast dane z okresu 1995-2005 jako materiał do opracowania danych syntetycznych na podstawie przyjętego scenariusza zmian klimatu. Wybrano powszechnie stosowane scenariusze, w szczególności te, które odnoszą się do regionu Europy Środkowej i są wykorzystane w symulacjach klimatycznych, agroklimatycznych itp. dla obszaru Polski, m.in. Quian i in. [2011] oraz przez Barczyka i in. [1999], Dragańska [2010], Rozbicki [2013]: Geophysical Fluid Dynamic Laboratory – GFDL (www.ipcc-data.org), Goddard Institute Space Studies – GISS (www.giss.nasa.gov) oraz Met Office Hadley Centre – HadCM3 (www.metoffice.gov.uk). Wszystkie wymienione modele należą do grupy scenariuszy typu A1 [IPCC 2000, 2015]. Każdy z trzech wybranych do symulacji scenariuszy daje inne prognozy zmiany temperatury powietrza i sumy opadów atmosferycznych. W modelu GFDL przyjmuje się w miarę równomierny wzrost temperatury od 2,4°C w lecie do 2,8°C w zimie oraz znaczny spadek sumy opadów w okresie letnim aż o 20%. Scenariusz wg GISS zakłada nierównomierny wzrost temperatury, w okresie letnim o 2°C a w okresie zimy o 3,2°C oraz wzrost sumy opadów w okresie zimy o 10% przy jednoczesnym braku zmiany sumy opadów w okresie letnim. Według scenariusza HadCM3 można spodziewać się najwyższego wzrostu temperatury powietrza, o 3,4°C, i spadku sumy opadów w okresie letnim o 9%.

Zastosowany generator danych meteorologicznych składa się z bloku wodnego i energetyczno-cieplnego. Generowanie wartości opadu atmosferycznego, temperatury maksymalnej i minimalnej oraz promieniowania całkowitego rozpoczyna się na dzień 1 marca. Stan aktualnego dnia, zdefiniowany za pomocą łańcuchów Markowa pierwszego rzędu w bloku wodnym wpływa na wielkość promieniowania słonecznego całkowitego i temperaturę maksymalną i minimalną w bloku energetyczno-cieplnym. Determinuje również sumę opadów przy użyciu dwupara-

metrycznego rozkładu normalnego $\Gamma(\alpha; \beta)$. W pierwszym kroku generowane są dwie wartości z przedziału $[0; 1]$ według rozkładu jednostajnego. Liczby te determinują stan dnia. W przypadku określenia dnia z opadem atmosferycznym generowana jest jego wielkość według rozkładu $\Gamma(\alpha; \beta)$ z uwzględnieniem parametrów oszacowanych dla i -tego dnia roku. Następnym krokiem jest generowanie wartości promieniowania słonecznego całkowitego oraz wartości temperatury maksymalnej i minimalnej. Po utworzeniu wartości dla pierwszego dnia procedura powtarza się. Ponownie generowana jest liczba z przedziału $[0; 1]$, określane jest prawdopodobieństwo wystąpienia lub braku opadu pod warunkiem dnia poprzedniego. Następnie generowane są wartości promieniowania słonecznego całkowitego oraz wartości temperatury maksymalnej i minimalnej [Richardson, Wright 1984; Hunt, Kuchar 1998; Barczyk i in. 1999; Kuchar 1999; Dragańska 2010; Rozbicki 2013].

Na podstawie wartości średnich dobowych temperatury powietrza i wartości ekstremalnych obliczono poniższe wskaźniki biometeorologiczne [Bajbakova i in. za Michalska, Koźmiński 2013].

Amplituda dobową temperatury powietrza:

$$AMP = t_{max} - t_{min} \quad (1)$$

gdzie: t_{max} – temperatura maksymalna; t_{min} – temperatura minimalna.

Międzydobowa zmiana temperatury powietrza:

$$DZT = |t_d - t_{d-1}| \quad (2)$$

gdzie: t_d – średnia temperatura dobową; t_{d-1} – średnia temperatura dobową w dniu poprzednim; oraz [Kozłowska- Szczęśna i in. 1997] wskaźnik przybliżonego stresu cieplnego:

$$pHSI = 18,605 - 24,7164 \cdot (\log pHSI) \quad (3)$$

gdzie: $pHSI$ jest przybliżoną wartością wskaźnika stresu termofizjologicznego i jest obliczana na podstawie średniej dobowej temperatury powietrza t ze wzoru:

$$pPhS = (2,12513 - 0,058 \cdot t)^2 \quad (4)$$

Obliczenia przeprowadzono w odniesieniu do półrocza ciepłego na podstawie rzeczywistych dobowych danych meteorologicznych z okresu 1971-1990 oraz odrębnie dla prognozowanego okresu 2021-2050 na podstawie dobowych danych symulowanych według trzech scenariuszy zmian klimatu. Wyniki opracowania zestawiono w postaci wieloletnich przebiegów wartości średnich wskaźników biometeorologicznych, wykonano wykres rozkładu częstości występowania poszczególnych wskaźników oraz zestawiono wartości częstości występowania zgodnie ze skalą natężenia analizowanego bodźca co umożliwi porównanie warunków biometeorologicznych z lat 1971-1990 z warunkami prognozowanymi 2021-2050.

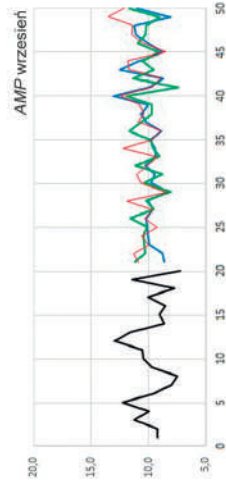
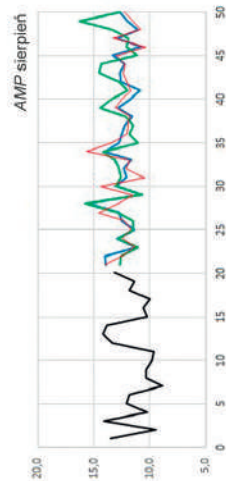
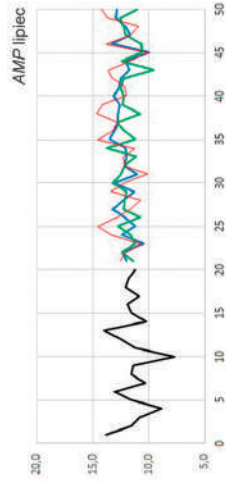
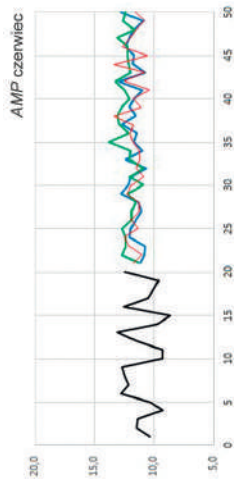
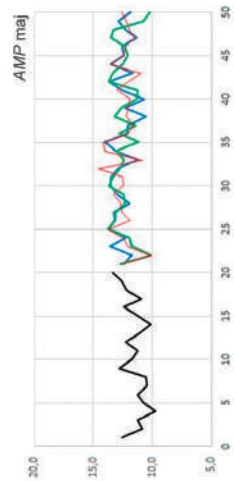
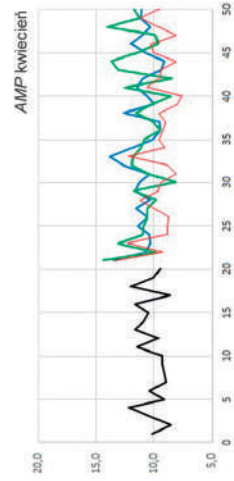
3. Wyniki

Na rysunkach 1, 2 i 3 przedstawiono przebiegi wieloletnie analizowanych wskaźników, odrębnie w okresie 1971-1990 i 2021-2050. W każdym przypadku widać różnicę między przebiegiem wartości rzeczywistych z lat 1971-1990 a przebiegiem wartości symulowanych. W przypadku amplitudy dobowej *AMP* (rys. 1) przebieg w okresie 1971-1990 jest bardziej zróżnicowany niż w wieloleciu 2021-2050. Wyniki symulacji są podobne dla wszystkich trzech zastosowanych modeli. W przypadku międzydobowej różnicy temperatury *DZT* (rys. 2) jest podobnie, chociaż zwraca uwagę przebieg wyników symulacji uzyskanych za pomocą modelu Had dla miesięcy letnich (czerwiec-sierpień), zwłaszcza dla lipca. Wartości tego wskaźnika są wyraźnie wyższe od pozostałych. Podobną sytuację zauważa się w przypadku wskaźnika stresu cieplnego *pHSI*, ale już tylko dla lipca. W tym miesiącu wartości *pHSI* znacznie przewyższają wartości uzyskane modelami GFDL i GISS. Widać zatem, że przewidywany przez model Had wzrost temperatury powietrza o 3,4°C w okresie letnim, wyższy niż w pozostałych modelach (2,4-2,0°C) ma swoje przełożenie na wartości wskaźników biometeorologicznych *DZT* i *pHSI*. Przebiegi wieloletnie wartości średnich nie odzwierciedlają jednak w pełni zmian warunków biometeorologicznych w związku ze spodziewanymi zmianami klimatu. Uśrednienie wskaźnika zawsze prowadzi do tego, że ekstremalne wartości nie będą uwidocznione.

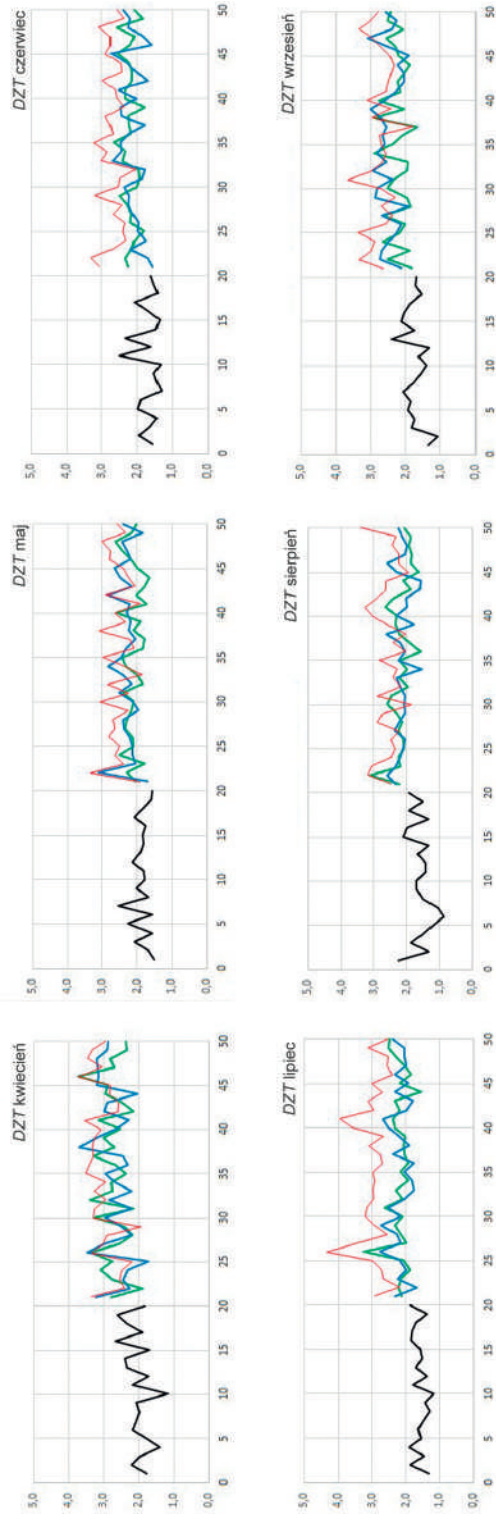
Z tego powodu wyznaczono parametry rozkładu normalnego i wykreślono funkcje gęstości tych rozkładów. W tym przypadku rozkład wartości każdego analizowanego wskaźnika dotyczy całego zbioru danych, czyli okresu półroczia ciepłego w całym wieloleciu (1971-1990 dla wartości rzeczywistych i 2021-2050 dla wartości uzyskanych w wyniku symulacji).

Na rysunku 4 przedstawiono rozkład amplitudy temperatury powietrza *AMP*, a w tabeli 1 częstości występowania tej amplitudy. W przypadku danych rzeczywistych najczęściej występującym bodźcem termicznym jest ostry (39,7%), a kolejnym silny (32,9%). W przypadku danych symulowanych za pomocą modelu Had jest podobnie, chociaż różnica częstości między tymi dwoma bodźcami jest większa (wynoszą one odpowiednio 46,5% i 27,7%). Wartość średnia wynosi 10,9°C w przypadku danych rzeczywistych (z wielolecia 1971-1990) i jest nieco niższa od średniej uzyskanej dla danych prognozowanych (11,6-11,8°C). Wszystkie obliczone wartości średnie mieszczą się w zakresie odpowiadającym bodźcom silnie odczuwalnym.

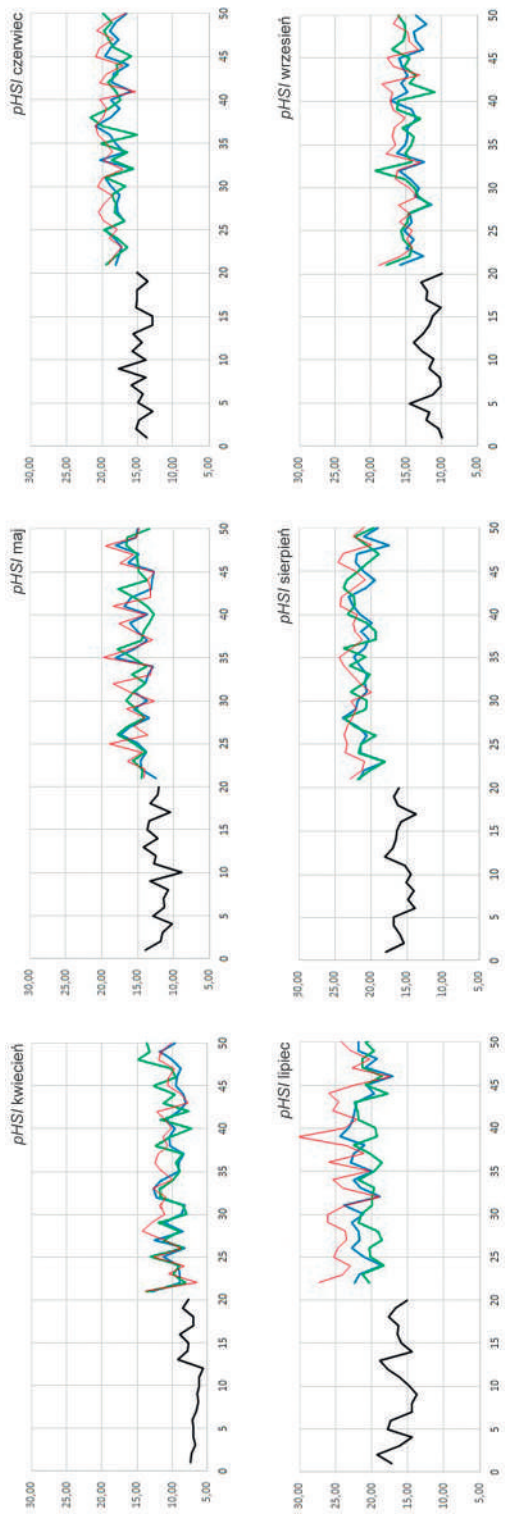
Na rysunku 5 przedstawiono rozkład międzydobowej zmienności temperatury *DZT*, a w tabeli 2 częstości tej zmienności. Zarówno w przypadku wielolecia 1971-1990 jak i 2021-2050 dominuje odczucie obojętne, ale częstość występowania tego stanu jest mniejsza w przypadku danych rzeczywistych niż syntetycznych (symulowanych). Zwraca uwagę duży wzrost częstości występowania odczucia ostrego i działającego drażniąco w przypadku warunków symulowanych za pomocą modelu Had, od wartości 1,7°C dla danych rzeczywistych do 8,3°C. Wartość średnia dobowej zmienności temperatury wzrasta od wartości 1,7°C dla warunków wielolecia 1971-1990 do wartości 2,2-2,7°C w warunkach prognozowanych. Oznacza to, że w przypadku okresu 2021-2050 wartość średnia *DZT* zmieniła się z zakresu obojętnego do odczuwalnego.



Rys. 1. Przebieg średniej wartości amplitudy temperatury powietrza *AMP* w poszczególnych miesiącach



Rys. 2. Przebieg średniej wartości międzydobowej zmiany temperatury powietrza DZT w poszczególnych miesiącach



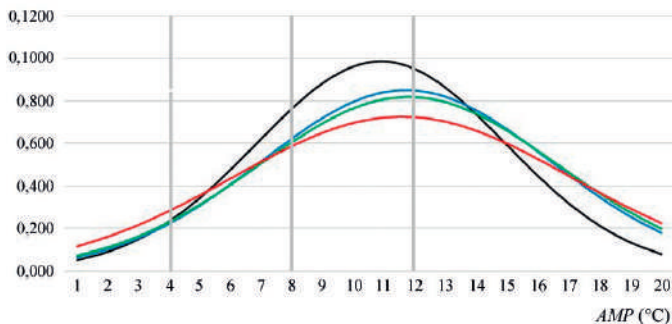
Rys. 3. Przebieg średniej wartości wskaźnika przybliżonego stresu cieplnego *pHSI* w poszczególnych miesiącach

Tabela 1. Częstości występowania bodźców termicznych amplitudy dobowej temperatury powietrza *AMP* wg danych rzeczywistych i modelowanych

Skala oceny natężenia bodźca	<i>AMP</i>	R	GFDL	GISS	Had
	okres:	1971-1990	2021-2050		
Obojętne	< 4,0°C	4,0	5,8	6,3	9,6
Słabo odczuwalne	4,0-7,9°C	23,5	16,5	16,0	17,1
Silnie odczuwalne	8,0-11,9°C	32,9	29,9	29,0	27,7
Ostre	≥ 12,0°C	39,7	47,7	47,7	46,5

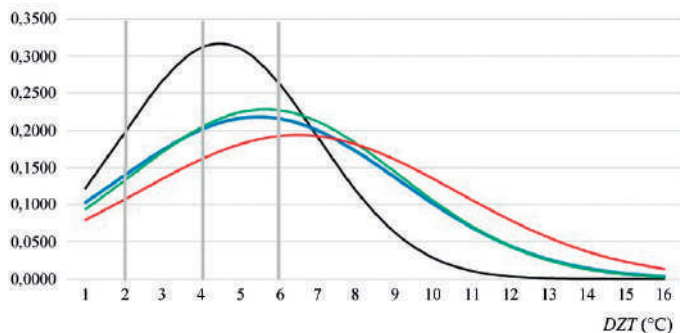
Na rysunku 6 przedstawiono rozkład wskaźnika przybliżonego stresu cieplnego *pHSI*, a w tabeli 3 częstości występowania efektów fizjologicznych tego wskaźnika. We wszystkich przypadkach praktycznie dominuje efekt fizjologiczny łagodnego stresu cieplnego (71,8% według danych rzeczywistych i 82,8-86,6% według danych syntetycznych). O ile jednak w przypadku tych danych (prognozowanych) brak obciążenia cieplnego stanowi tylko 11,6-12,3%, to w przypadku danych rzeczywistych wynosi 26,7%. Wartości średnie wskaźnika *pHSI* wynoszą odpowiednio 13,1% dla danych rzeczywistych z okresu 1971-1990 i od 16,7-18,0% dla danych prognozowanych na okres 2021-2050. Dane uzyskane z modelu symulacyjnego Had pokazują, że poza zwiększeniem wartości średniej wskaźnika *pHSI* częściej będą pojawiały się bardziej nasilone efekty fizjologiczne. W przypadku danych rzeczywistych i prognozowanych wg modeli GFDL i GISS występują praktycznie tylko efekt braku obciążenia i efekt łagodnego lub umiarkowanego stresu ciepła. W przypadku danych prognozowanych za pomocą modelu Had pojawia się z dolnego zakresu skali efekt łagodnego stresu chłodu (0,1%) oraz efekt silnego stresu ciepła i bardzo silnego stresu ciepła (w sumie 5,8).

Warto zauważyć, że w przypadku wszystkich trzech analizowanych wskaźników biometeorologicznych – amplitudy temperatury powietrza *AMP*, miedzydobowej zmienności temperatury powietrza *DZT* oraz wskaźnika przybliżonego stresu cieplnego *pHSI* wyniki symulacji według modeli GFDL i GISS są bardzo zbliżone do siebie.

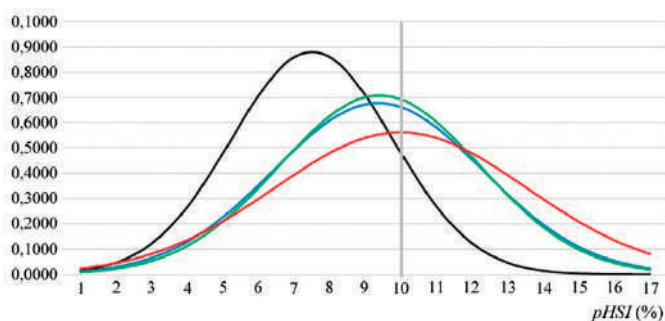
Rys. 4. Rozkład normalny amplitudy temperatury powietrza *AMP*

Objaśnienia znaczenia kolorów:

- warunki rzeczywiste w wieloletniu 1971-1990,
- warunki symulowane za pomocą modelu GFDL w wieloletniu 2021-2050
- warunki symulowane za pomocą modelu GISS w wieloletniu 2021-2050
- warunki symulowane za pomocą modelu Had w wieloletniu 2021-2050



Rys. 5. Rozkład normalny zmienności średniej dobowej temperatury powietrza z dnia na dzień *DZT* (objaśnienia kolorów jak na rys. 4)



Rys. 6. Rozkład normalny wskaźnika przybliżonego stresu cieplnego *pHSI* (objaśnienia kolorów jak na rys. 4)

Tabela 2. Częstość występowania bodźców termicznych międzydobowych zmian temperatury *DZT* wg danych rzeczywistych i modelowanych

	<i>DZT</i>	R	GFDL	GISS	Had
Skala oceny natężenia bodźca	okres	1971-1990	2021-2050		
Obojętne	≤ 2,0°C	66,1	50,9	49,9	42,9
Odczuwalne	2,1-4,0°C	28,1	33,7	33,8	32,7
Znaczne	4,1-6,0°C	5,5	11,9	12,6	16,1
Ostre, działające rozdrażniająco	> 6,0°C	1,7	3,4	3,7	8,3

Tabela 3. Częstości występowania efektów fizjologicznych wskaźnika przybliżonego stresu cieplnego *pHSI* wg danych rzeczywistych i modelowanych

	<i>pHSI</i>	R	GFDL	GISS	Had
Skala oceny natężenia efektu	okres	1971-1990	2021-2050		
Łagodny stres chłodu	< 0%	0,0	0,0	0,0	0,1
Brak obciążenia cieplnego	0-10,0%	26,7	12,3	12,2	11,3
Łagodny lub umiarkowany stres ciepła	10,1-30,0%	71,8	85,5	86,6	82,8
Silny stres ciepła	30,1-70,0%	0,0	1,5	1,3	5,6
bardzo silny stres ciepła	70,1-90,0%	0,0	0,0	0,0	0,2
Maksymalny stres ciepła	90,1-100,0%	0,0	0,0	0,0	0,0

4. Wnioski

Symulacja warunków atmosferycznych oparta na powszechnie wykorzystywanych scenariuszach zmian klimatu pokazuje, że zakładając wzrost temperatury powietrza, nastąpi przełożenie tego wzrostu na zmianę warunków biometeorologicznych. Dotyczy to zarówno przebiegu tych warunków, zmiany wartości średniej oraz częstości występowania w obrębie określonej klasy.

Spośród trzech analizowanych wskaźników najmniej wyraźne zmiany dotyczą amplitudy temperatury powietrza, a wyraźniejsze międzydobowej zmiany temperatury i wskaźnika stresu cieplnego.

W przypadku międzydobowej zmienności temperatury dominujące odczucie zmieni się z zakresu obojętnego (w latach 1971-1990) do odczuwalnego (w latach 2021-2050).

Wyniki obliczeń wskaźników biometeorologicznych uzyskane na podstawie generowanych danych za pomocą trzech analizowanych modeli są zbliżone w przypadku GFDL i GISS. Odbiegają od nich wyniki symulacji na podstawie modelu Had.

Dane uzyskane z modelu symulacyjnego Had pokazują, że poza zwiększeniem wartości średniej wskaźnika *pHSI* częściej będą pojawiały się ekstremalne efekty fizjologiczne. W przypadku danych rzeczywistych i prognozowanych wg modeli GFDL i GISS występują praktycznie tylko efekt braku obciążenia i efekt łagodnego lub umiarkowanego stresu ciepła. W przypadku danych prognozowanych za pomocą modelu Had pojawia się efekt łagodnego stresu chłodu oraz efekt silnego stresu ciepła i bardzo silnego stresu ciepła.

Literatura

- Barczyk R., Dubicka M., Kuchar L., 1999, Plonowanie pszenicy ozimej w rejonie Wrocławia w latach 2010-2050; Symulacje w oparciu o model plonowania CERES-WHEAT oraz scenariusz zmiany klimatu GISS, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Seria Rolnictwo, LXXIV (367), 303-315
- Błażejczyk K., Baranowski J., Błażejczyk A., 2016, Wpływ klimatu na stan zdrowia w Polsce: stan aktualny oraz prognoza do 2100 roku, Wydawnictwo Akademickie SEDNO, Warszawa. 224 s.
- Błażejczyk K., Broede P., Fiala D., Havenith G., Holmer G., Jendritzky G., Kampmann B., 2010, UTCI – nowy wskaźnik oceny obciążeń cieplnych człowiek, *Przegląd Geograficzny*, 82 (1), 49-7
- Czarnecka M., Nidzgorzka-Lencewicz, J., Rawicki, K., 2017, Warunki termiczne a zanieczyszczenie powietrza w wybranych miastach Polski w sezonie zimowym 2016/2017, *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 26 (4), 437-446, DOI: 10.22630/PNIKS.2017.26.4.42
- Dobek M., Krzyżewska A., 2015, Wybrane zagadnienia z bioklimatu Lublina. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B: Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 70 (2), 117-129, DOI : 10.17951/b.2015.70.2.117
- Dragańska E., 2010, Prognoza rozwoju i plonowania kukurydzy uprawianej na ziarno w Polsce w aspekcie wybranego scenariusza zmian klimatu, *Rozprawy i Monografie*, 160, Wydawnictwo UWM, Olsztyn, 180 s.
- Hunt L.A., Kuchar L., Swanton C. L., 1998, Estimation of solar radiation for use in crop modeling, *Agricultural and Forest Meteorology*, 91 (3-4), 293-300, DOI: 10.1016/S0168-1923(98)00055-0

- IPCC, 2000, Emission scenarios. Summary for Policymakers, A special report of IPCC Working Group III, dostępne online: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/sres-en.pdf> (31.10.2019)
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach Bioklimatu Polski, Monografie IGiPZ PAN, 1, 200 s.
- Koźmiński C., Michalska B., 2013, Ćwiczenia z bioklimatologii. Wybrane metody opracowań bioklimatu na potrzeby rekreacji i turystyki, Wydawnictwo Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin, 156 s.
- Kuchar L., 1999, Generowanie dobowych ciągów danych meteorologicznych dla określonych scenariuszy zmian klimatu, Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis, 202, Agricultura, 79, 133-138
- Nidzgorska-Lencewicz J., Mąkosza A., 2013, Assessment of bioclimatic conditions within the area of Szczecin agglomeration, Meteorologische Zeitschrift, 22 (5), 615-626, DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0451
- Qian B., de Jong R., Yang J., Wang H., Gameda S., 2011, Comparing simulated crop yields with observed and synthetic weather data, Agricultural and Forest Meteorology, 151 (12), 1781-1791, DOI: 10.1016/j.agrformet.2011.07.016
- Richardson C.W., Wright D.A., 1984, WGEN: A model for generating daily weather variables, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service, ARS-8
- Rozbicka K., Rozbicki T., 2016, Zależność bodźcowości ciśnienia od cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie, Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiecetus, 15 (3), 121-136, DOI: 10.15576/ASP.FC/2016.15.3.121
- Rozbicka K., Rozbicki T., 2018, Variability of UHCI index in South Warsaw depending on atmospheric circulation, Theoretical and Applied Climatology, 133 (1-2), 511-520, DOI: 10.1007/s00704-017-2201-y
- Rozbicka K., Zawistowska M., 2019, Long-term changes of weather stimuli based on the example of the southern part of Warsaw – Ursynów, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 28 (1), 25-34, DOI: 10.22630/PNIKS.2019.28.1.3
- Rozbicki T., 2013, Zastosowanie modeli matematycznych do szacowania wielkości plonów pszenicy ozimej i jęczmienia jarego w aspekcie spodziewanych zmian klimatu, Rozprawy Naukowe i Monografie. Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, 430, 123 s.
- Tylkowski J., 2017, Tendencje zmian warunków bioklimatycznych oraz dynamika występowania bodźców, termicznych, zdarzeń pogodowych w polskiej strefie brzegowej Bałtyku, Journal of Education, Health and Sport, 7 (4), 467-480, DOI: 10.5281/zenodo.545859

Streszczenie

Celem pracy jest określenie zmienności wybranych bodźców termicznych na skutek wpływu spodziewanych globalnych zmian klimatycznych. Spośród wielu wskaźników biometeorologicznych do opracowania wybrano te, które zawierają tylko temperaturę powietrza, czyli dobową amplitudę temperatury, międzydobowe zmiany temperatury oraz przybliżony wskaźnik stresu cieplnego. Temperatura jest najbardziej odczuwalnym przez człowieka bodźcem a także jest jednym z parametrów, który może być prognozowany przez zastosowany generator danych syntetycznych oparty na przyjętych scenariuszach zmian klimatu. Dane wykorzystane w opracowaniu pochodzą z okresu 1971-2005 z codziennych terminowych pomiarów temperatury powietrza prowadzonych na stacji meteorologicznej w Sulejowie położonej w środkowej części Polski.

Wyniki zestawiono w postaci wieloletnich przebiegów wartości średnich wskaźników biometeorologicznych, wykonano wykresy rozkładu częstości występowania poszczególnych wskaźników oraz zestawiono wartości częstości występowania zgodnie ze skalą natężenia analizowanego bodźca, co umożliwia porównanie warunków biometeorologicznych z lat 1971-1990 z warunkami prognozowanymi na okres 2021-2050. Symulacja warunków atmosferycznych pokazuje, że zakładany wzrost temperatury powietrza przełoży się na zmianę warunków biometeorologicznych. Dotyczy to zarówno czasowego przebiegu tych warunków, zmiany wartości średniej oraz częstości występowania w obrębie określonej klasy. Spośród trzech analizowanych wskaźników najmniej wyraźne zmiany dotyczą amplitudy temperatury powietrza, a wyraźniejsze międzydobowej różnicy temperatury i wskaźnika stresu cieplnego.

Słowa kluczowe

Bioklimat, bodźce termiczne, zmiany klimatu.

Summary

The purpose of the work is to determine the variability of selected thermal stimuli as a result of the influence of expected global climate changes. Among many biometeorological indicators the daily amplitude of air temperature, day to day variability of air temperature and approximate heat stress index were selected. The most important reason of this selection is these indexes include only air temperature. Temperature is the most important stimulus and is also one of the meteorological parameters that can be predicted by the data generator used based on climate change scenarios. Meteorological data used in the study come from the period 1971 - 2005 from daily measurements of air temperature carried out at the station in Sulejów located in central Poland.

The results shows the courses of average biometeorological indicators, charts of frequency distribution of selected indexes and the tables of frequency values of the occurrence according to the intensity scale of the analyzed stimulus. This makes it possible to compare real biometeorological conditions from the years 1971–90 with predicted ones for the period 2021-2050. Simulation of atmospheric conditions shows that the assumed increase in air temperature will translate into a change in biometeorological conditions. It concerns to both the temporal course of these conditions, the increase in the average value and the frequency of occurrence within a particular class. Among of three analyzed indexes, the least changes relate to the amplitude of air temperature while the more explicit ones concern day to day variability of air temperature and approximate heat stress index.

Keywords

Bioclimate, thermal stimuli, climate changes.

ROZDZIAŁ 2

Skrajne warunki meteorologiczne i klimatyczne

PORÓWNANIE WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH PODCZAS DWÓCH NAJSILNIEJSZYCH FAL UPAŁÓW W POLSCE: 1994 I 2015

COMPARISON OF METEOROLOGICAL CONDITIONS DURING
THE TWO STRONGEST HEAT WAVES IN POLAND: 1994 AND 2015

Agnieszka KRZYŻEWSKA

1. Wprowadzenie

Fale upałów to zjawiska ekstremalne, które według prognoz [IPCC 2014] mają pojawiać się częściej, być coraz dłuższe i bardziej uciążliwe. Zjawiska te powodują wiele niekorzystnych skutków w różnych dziedzinach życia, takich jak zdrowie, rolnictwo, przemysł, energetyka, transport i usługi (np. ubezpieczenia).

Nie wszystkie fale upałów są jednakowo silne – niektóre są krótkie i słabe, inne zaś są bardzo długie i silne. Takie fale są określane mianem *mega-heatwaves* [Barriopedro i in. 2011]. Do tego typu zjawisk można zaliczyć falę upałów z sierpnia 2003 r., która to spowodowała kilkadziesiąt tysięcy zgonów w Europie Zachodniej [Robine i in. 2008] i falę upałów z 2010 r. w Europie Wschodniej [Fischer 2014]. Na obszarze Europy Środkowej najsilniejsze były fale upałów z 1994 i 2015 roku [Urban i in. 2017; Výberčí i in. 2017; Wibig 2017; Krzyżewska, Dyer 2018].

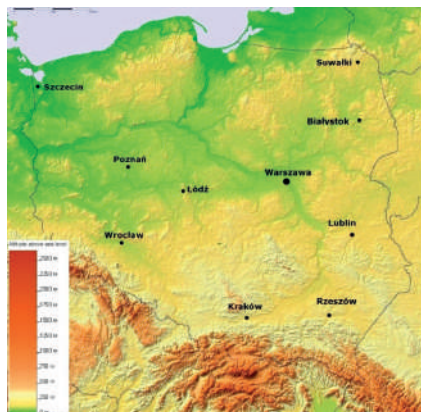
Celem pracy jest porównanie wybranych charakterystyk meteorologicznych, zaobserwowanych podczas silnych fal upałów z 1994 i 2015 r. i dokonanie ostatecznego rozstrzygnięcia, która z nich była silniejsza.

2. Materiał i metody opracowania

Do opracowania wykorzystano dane z bazy IMGW-PIB, pochodzące z dziesięciu stacji meteorologicznych (Suwałki, Szczecin, Białystok, Poznań, Warszawa, Wrocław, Łódź, Lublin, Kraków i Rzeszów, rys. 1).

Dane obejmowały codzienne wartości temperatury maksymalnej, minimalnej i średniej, sumy usłonecznienia rzeczywistego, średniego ciśnienia pary wodnej, wilgotności względnej oraz ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza.

W Polsce fale upałów definiowane są jako co najmniej trzy kolejne dni z temperaturą maksymalną przekraczającą 30°C [Kossowska-Cezak 2010a]. W pracy dopuszczono 1- i 2-dniowe przerwy w trakcie trwania fali. Wszystkie średnie w przypadku fal z przerwami były liczone jako



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych [źródło podkładu: diament-ltd.com]

średnie z całego okresu, łącznie z dniami, kiedy $t_{max} \leq 30^{\circ}\text{C}$, natomiast długość fali była liczona jako dni z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ (tab. 1).

Silne fale upałów (ang. *mega-heatwaves*) wyróżnia się wówczas, kiedy suma codziennych wartości temperatury maksymalnej, liczona powyżej wartości 30°C z całego okresu fali, przekracza 30°C ($\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ [Krzyżewska, Dyer 2018]).

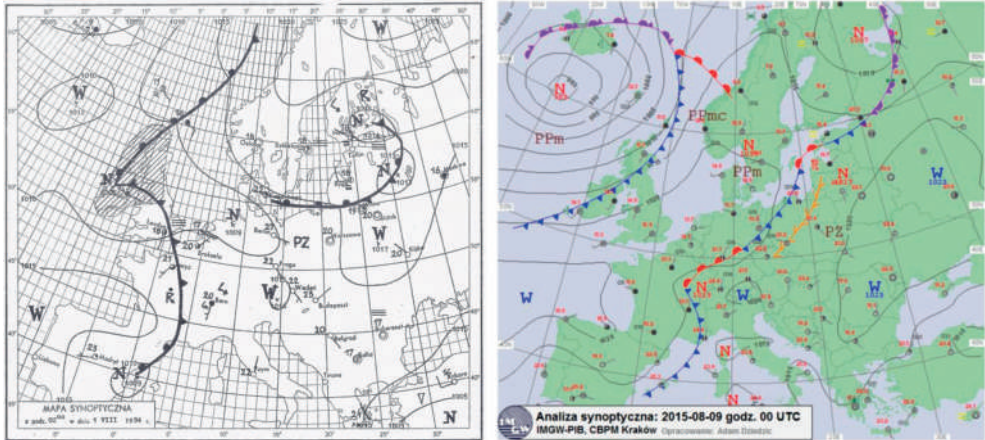
3. Wyniki

3.1. Warunki synoptyczne

W Polsce pojawienie się fal upałów związane jest przede wszystkim z adwekcją ciepłego powietrza, z sektora południowego i wschodniego i cyrkulacją antycyklonalną, sprzyjająca nasileniu się dziennej insolacji [Kossowska-Cezak 2010b].

Fala upałów z przełomu lipca i sierpnia 1994 r. początkowo (24-28 VII) kształtowała się w masie powietrza PPK, w słabym układzie wysokiego ciśnienia. Od dnia 29 VII 1994 r. nastąpił napływ masy powietrza zwrotnikowego, który utrzymywał się do 2 VIII (rys. 2a), potem Polska znajdowała się ponownie pod wpływem mas powietrza PPK. Zakończenie fali było spowodowane napływem powietrza PPM z kierunku północno-zachodniego w dniu 7 VIII (*Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW*).

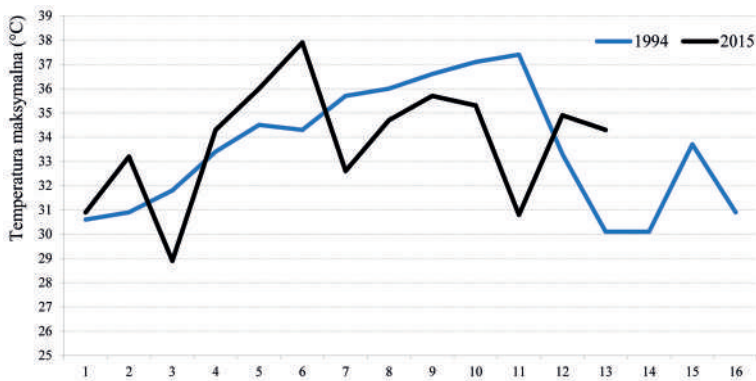
Fala upałów z sierpnia 2015 roku zaczęła się podobnie – w układzie wysokiego ciśnienia, który umożliwił napływ powietrza zwrotnikowego nad Polskę już 4 VII. Jednakże w odróżnieniu od fali z 1994 r., w sierpniu 2015 r. pojawiło się kilka frontów atmosferycznych, które spowodowały dominację powietrza zwrotnikowego albo polarnego morskiego (rys. 2b), przeważnie nad obszarami północnymi albo zachodnimi, co sprawiło, że na stacjach tam zlokalizowanych kilka razy następował spadek temperatury, czasami nawet poniżej progu 30°C , jak np. we Wrocławiu (rys. 3).



a)

b)

Rys. 2. Mapa synoptyczna podczas fali upałów w 1994 r. (a) i w 2015 r. (b) [źródło: *Codzienny Biuletyn Meteorologiczny* (a) i *pogodynka.pl* (b)]



Rys. 3. Przebieg temperatury maksymalnej powietrza podczas fal upałów we Wrocławiu w 1994 r. (linia niebieska) i 2015 r. (linia czarna)

3.2. Długość fali

Fala z 1994 roku (21 VII-8 VIII) trwała dłużej na dziewięciu z dziesięciu stacji niż fala z 2015 r. (2-16 VIII) przeciętnie o ok. 2 dni. Najdłużej trwała ona we Wrocławiu i Rzeszowie (po 16 dni, bez przerw, tab. 1). Fala w 1994 roku najwcześniej zaczęła się w Szczecinie (już 21 lipca), natomiast najpóźniej skończyła się w Rzeszowie – 8 sierpnia. W tym czasie w Szczecinie, Poznaniu i Warszawie wystąpiły dwudniowe przerwy. Fala z 2015 roku najwcześniej rozpoczęła się w Poznaniu (2 sierpnia), najpóźniej zaś skończyła 16 sierpnia w Warszawie i Rzeszowie. Najdłużej trwała ona nieprzerwanie przez 13 dni w Rzeszowie i Łodzi.

3.3. Charakterystyki termiczne

Średnia temperatura dobowa

Podczas fali z 2015 roku wyższa średnia temperatura dobowa była na sześciu stacjach (Kraków, Lublin, Rzeszów, Warszawa, Wrocław), na jednej stacji (Białystok) była ona taka sama. Najwyższa średnia temperatura wystąpiła w 1994 r. w Łodzi (26,4°C). W 2015 roku było to Warszawie (26,3°C, tab. 1).

Średnia temperatura maksymalna

Podczas fali z 1994 roku wystąpiły wyższe wartości średniej temperatury maksymalnej na sześciu z dziesięciu stacji (Białystok, Łódź, Poznań, Suwałki, Szczecin, Warszawa) z najwyższą średnią wartością t_{max} w Łodzi w 1994 r. – 34,1°C oraz we Wrocławiu w 2015 r. – 33,8°C (tab. 1).

Najwyższa temperatura maksymalna

Podczas fali z 2015 roku wyższe wartości temperatury maksymalnej były na pięciu z dziesięciu (Kraków, Łódź, Poznań, Warszawa, Wrocław, tab. 1). Najwyższa wartość wystąpiła we Wrocławiu 8 VIII 2015 r. – 37,9°C. W roku 1994 najwyższa wartość temperatury maksymalnej wystąpiła w Szczecinie – 37,8°C w dniu 1 VII.

Średnia temperatura minimalna

Podczas fali w 2015 roku na wszystkich dziesięciu stacjach średnia temperatura minimalna była wyższa niż w roku 1994. o ok. 2°C. Największe różnice wystąpiły w Rzeszowie – wartość ta była o ok. 4°C wyższa w 2015 roku. Najwyższa średnia temperatura minimalna w 2015 r. była w Warszawie (19,3°C), a w 1994 r. w Szczecinie (16,9°C, tab. 1).

Najwyższa temperatura minimalna

Podczas fali w 2015 roku na dziewięciu stacjach najwyższa temperatura minimalna była wyższa niż w 1994 r. (wyjątek stanowił Szczecin, tab. 1). Rekordowa wartość wystąpiła jednak w 1994 r. w Szczecinie 2 VIII – 23,1°C. W 2015 roku rekord należał do Warszawy – 22,8°C – 9 VIII.

Suma $T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ (Σt_{max})

W 1994 roku na wszystkich dziesięciu stacjach stwierdzono wyższe wartości wskaźnika Σt_{max} , co ma związek z wyższą temperaturą maksymalną i większą liczbą dni fali w 1994 roku. Wartości te w 1994 r. wahały się od 30,7°C w Suwałkach do 61,8°C w Łodzi, w 2015 r. zaś od 14,8°C w Suwałkach do 50,6°C we Wrocławiu (tab. 1).

3.4. Charakterystyki wilgotnościowe

Wilgotność względna

Podczas fali w 2015 roku notowano wyższe wartości wilgotności względnej na sześciu stacjach

(Białystok, Kraków, Lublin, Łódź, Suwałki, Szczecin), średnio o ok. 3%. Największe różnice były w Łodzi – ok. 8% więcej w roku 2015. Średnia wilgotność względna w 1994 r. wahała się od 44% w Łodzi do 64% w Rzeszowie, zaś w 2015 r. wartości te wyniosły odpowiednio od 50% w Warszawie do 69% w Szczecinie (tab. 1).

Średnie ciśnienie pary wodnej

Podczas fali w 2015 roku średnie ciśnienie pary wodnej było wyższe na siedmiu z dziesięciu stacji (Białystok, Kraków, Lublin, Łódź, Rzeszów, Suwałki, Wrocław). Największe różnice zanotowano we Wrocławiu – 4,8 hPa. Średnie wahały się w 1994 r. od 13,9 hPa we Wrocławiu do 20,1 hPa w Szczecinie, a w 2015 r. od 16 hPa w Poznaniu do 19,0 hPa w Krakowie (tab. 1).

Maksymalne ciśnienie pary wodnej

Podczas fali w 2015 roku maksymalne ciśnienie pary wodnej było wyższe na siedmiu z dziesięciu stacji (Białystok, Kraków, Lublin, Łódź, Poznań, Suwałki, Wrocław). Najwyższą jej wartość zanotowano jednak w 1994 r. w Szczecinie – 25,8 hPa (25 VII). W roku 2015 najwyższe maksymalne ciśnienie pary wodnej było we Wrocławiu – 21,3 hPa (9-10 VIII).

3.5. Pozostałe charakterystyki

Średnie usłonecznienie

W 1994 roku średnie usłonecznienie rzeczywiste było większe na sześciu stacjach¹ (Lublin, Łódź, Poznań, Suwałki, Szczecin, Wrocław) niż w roku 2015. W 1994 roku średnie usłonecznienie wynosiło od 9,6 h w Rzeszowie do 13,0 h we Wrocławiu, w 2015 roku zaś – od 10,6 h w Szczecinie do 12,7h w Łodzi (tab. 1).

Średnie ciśnienie atmosferyczne

W 1994 roku średnie wartości ciśnienia atmosferycznego były wyższe na siedmiu stacjach (Kraków, Lublin, Łódź, Rzeszów, Szczecin, Warszawa, Wrocław) niż w roku 2015. Wynosiły one od 1016,3 hPa w Poznaniu do 1017,4 hPa w Szczecinie w 1994 r. oraz od 1015,7 hPa w Rzeszowie do 1018,4 hPa w Suwałkach (tab. 1).

4. Wnioski

Fala w 1994 roku trwała dłużej i charakteryzowała się wyższymi wartościami średniej temperatury powietrza, średniej temperatury maksymalnej, średniego usłonecznienia i ciśnienia atmosferycznego. Podczas tej fali sytuacja synoptyczna była bardziej stabilna, w związku z czym podczas kolejnych dni fali następował powolny wzrost temperatury i jej gwałtowny spadek koń-

¹ Brak danych dotyczących usłonecznienia rzeczywistego w Krakowie podczas fali upałów w 2015 r., stacja ta nie jest uwzględniana przy porównaniu.

Tabela 1. Wybrane elementy meteorologiczne podczas fali upałów w 1994 i 2015 na wybranych stacjach w Polsce (kolor czerwony oznacza wyższe wartości w roku 2015)

ROK	śr. T_{max} (°C)	max T_{max} (°C)	śr. T_{min} (°C)	max T_{min} (°C)	śr. T_{it} (°C)	śr. usłon. rzecz. (h)	śr. e (hPa)	max e (hPa)	śr. f (%)	śr. ciśn. (hPa)	Suma $ETMAX$ (°C)	Liczba dni	Przerwy	Liczba dni $t_{max} > 30°C$
BIAŁYSTOK														
(a) 1994	32,8	35,5	13,9	16,2	23,9	11,9	16,0	18,9	59,6	1017,3	38,6	13	1	12
(b) 2015	32,3	34,6	15,9	19,9	23,9	12,2	17,5	19,2	63,6	1018,1	20,9	9	1	8
Różnica a-b	0,4	0,9	-2,0	-3,7	0,0	-0,3	-1,5	-0,3	-4,0	-0,7	17,7	4	0	4
KRAKÓW														
(a) 1994	32,4	34,9	15,3	19,7	24,0	10,6	17,0	20,2	60,8	1017,0	36,5	14	1	13
(b) 2015	32,9	35,6	17,7	20,1	25,0	0,0	19,0	20,6	63,8	1015,9	35,1	12	0	12
Różnica a-b	-0,5	-0,7	-2,4	-0,4	-1,0	10,6	-2,0	-0,4	-3,0	1,1	1,4	2	1	1
LUBLIN														
(a) 1994	32,4	34,2	15,8	18,2	24,7	11,9	14,9	18,4	51,1	1017,0	33,1	14	1	13
(b) 2015	32,4	35,2	17,5	19,8	24,9	11,7	16,6	20,5	55,5	1016,8	32,1	13	1	12
Różnica a-b	-0,1	-1,0	-1,8	-1,6	-0,2	0,2	-1,8	-2,1	-4,4	0,2	1,0	1	0	1
ŁÓDŹ														
(a) 1994	34,1	37,6	16,8	20,3	26,4	12,8	13,9	18,4	44,1	1017,1	61,6	15	0	15
(b) 2015	32,9	36,7	18,2	21,0	25,8	12,7	16,2	18,9	51,8	1016,4	37,2	13	0	13
Różnica a-b	1,2	0,9	-1,4	-0,7	0,6	0,1	-2,3	-0,5	-7,7	0,6	24,4	2	0	2
POZNAŃ														
(a) 1994	33,1	36,7	16,7	20,6	25,5	12,5	16,8	19,7	55,8	1016,3	45,8	14	2	12
(b) 2015	32,4	37,1	18,3	21,2	25,4	11,8	16,0	20,3	52,2	1016,7	35,5	14	2	12
Różnica a-b	0,7	-0,4	-1,6	-0,6	0,1	0,7	0,8	-0,6	3,7	-0,4	10,3	0	0	0
RZESZÓW														
(a) 1994	32,3	34,3	13,6	18,4	23,2	9,6	16,7	21,0	63,6	1017,3	36,6	16	0	16
(b) 2015	32,7	35,0	17,7	19,3	24,9	10,8	18,1	20,4	61,5	1015,7	34,6	13	0	13
Różnica a-b	-0,4	-0,7	-4,1	-0,9	-1,7	-1,2	-1,4	0,6	2,1	1,5	2,0	3	0	3
SUWAŁKI														
(a) 1994	32,7	35,2	15,2	17,6	25,0	11,8	16,6	18,8	56,5	1017,3	30,7	11	1	10
(b) 2015	31,2	34,2	15,8	19,3	23,8	10,7	17,7	19,5	63,8	1018,4	14,8	9	2	7
Różnica a-b	1,5	1,0	-0,6	-1,7	1,1	1,1	-1,1	-0,7	-7,3	-1,0	15,9	2	-1	3

Tabela 1. Wybrane elementy meteorologiczne podczas fali upałów w 1994 i 2015 na wybranych stacjach w Polsce (kolor czerwony oznacza wyższe wartości w roku 2015)

ROK	śr. T_{max} (°C)	max T_{max} (°C)	śr. T_{min} (°C)	max T_{min} (°C)	śr. T_{sr} (°C)	śr. usłon. rzecz. (h)	śr. e (hPa)	max e (hPa)	śr. f (%)	śr. ciśn. (hPa)	Suma $ETMAX$ (°C)	Liczba dni	Przerwy	Liczba dni $t_{max} > 30^{\circ}C$
SZCZECIN														
(a) 1994	33,6	37,8	16,9	23,1	25,5	12,3	20,1	25,8	63,3	1017,4	59,8	16	2	14
(b) 2015	30,1	36,3	17,1	20,3	23,0	10,6	18,7	20,7	68,9	1016,7	18,4	12	5	7
Różnica a-b	3,5	1,5	-0,2	2,8	2,5	1,7	1,4	5,1	-5,6	0,7	41,4	4	-3	7
WARSZAWA														
(a) 1994	33,1	36,4	16,6	19,9	25,6	10,7	17,9	22,5	58,7	1016,8	45,4	14	2	12
(b) 2015	32,9	36,6	19,3	22,8	26,3	12,4	16,3	19,4	49,7	1016,4	40,4	14	1	13
Różnica a-b	0,3	-0,2	-2,7	-2,9	-0,7	-1,6	1,6	3,1	9,0	0,4	5,0	0	1	-1
WROCLAW														
(a) 1994	33,5	37,4	15,2	19,8	25,5	13,0	13,9	17,8	46,9	1016,8	56,4	16	0	16
(b) 2015	33,8	37,9	18,5	20,8	26,2	11,7	18,7	21,3	57,7	1015,8	50,6	13	1	12
Różnica a-b	-0,3	-0,5	-3,4	-1,0	-0,7	1,4	-4,8	-3,5	-10,8	1,0	5,8	3	-1	4

czący falę. Fala ta była również silniejsza pod względem wskaźnika Σt_{max} , głównie dlatego że trwała dłużej.

Fala w 2015 roku charakteryzowała się wyższymi wartościami najwyższej temperatury maksymalnej, średniej temperatury minimalnej, najwyższej temperatury minimalnej, średniego i maksymalnego ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej. Elementy takie, jak wysoka temperatura minimalna i wysokie ciśnienie pary wodnej, są bardzo niekorzystne dla zdrowia i życia człowieka, a także powodują, że warunki biotermiczne podczas fali są bardziej uciążliwe [Koppe i in. 2014; Výberčí i in. 2015], a w przypadku tej fali w niektórych regionach utrzymywały się one prawie 100 godzin [Krzyżewska i in. 2019]. Również sytuacja synoptyczna była bardziej dynamiczna – front o kierunku NE-SW oddzielający powietrze polarne morskie od powietrza zwrotnikowego przesunął się bądź to nieco bardziej na północ, bądź na południe, co spowodowało podczas tej fali kilka wzrostów i spadków temperatury, nawet czasami poniżej progu 30°C.

Podsumowując, można stwierdzić, że fala 1994 roku była silniejsza pod względem termicznym, fala w 2015 roku zaś – pod względem obciążenia organizmu ludzkiego.

Literatura

- Barriopedro D., Fischer E.M., Luterbacher J., Trigo M.R., García-Herrera R., 2011, The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe, *Science*, 332 (6026), 220-224, DOI: 10.1126/science.1201224
- Fischer E.M., 2014, Climate science: Autopsy of two mega-heatwaves, *Nature Geoscience*, 7 (5), 332-333, DOI: 10.1038/ngeo2148
- IPCC, 2014, Climate change 2014: synthesis report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland, 151 s.
- Koppe C., Kovats S., Jendritzky G., Bettina M., 2004, Heat-waves: risk and responses, *Health and Global Environmental Change Series*, 2, 123 s.
- Kossowska-Cezak U., 2010a, Fale upałów i okresy upalne – metody ich wyróżniania i wyniki zastosowania, *Prace Geograficzne*, 123, 143-149
- Kossowska-Cezak U., 2010b, Występowanie pogody gorącej w Warszawie (1951-2009), *Przegląd Geofizyczny*, 55 (1-2), 61-75
- Krzyżewska A., Dyer J., 2018, The August 2015 mega-heatwave in Poland in the context of past events, *Weather*, 73 (7), 207-214, DOI: 10.1002/wea.3244
- Krzyżewska A., Wereski S., Demczuk P., 2019, Biometeorological conditions during an extreme heatwave event in Poland in August 2015, *Weather*, DOI: 10.1002/wea.3497
- Robine J.M., Cheung S.L., Le Roy S., Van Oyen H., Griffiths C., Michel J.P., Herrmann F.R., 2008, Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003, *Comptes Rendus Biologies*, 331 (2), 171-178, DOI: 10.1016/j.crvi.2007.12.001
- Urban A., Hanzlíková H., Kyselý J., Plavcová E., 2017, Impacts of the 2015 heat waves on mortality in the Czech Republic – a comparison with previous heat waves, *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 14 (12), DOI: 10.3390/ijerph14121562

- Výberči D., Labudová L., Ešťóková M., Faško P., Triznaet M., 2018, Human mortality impacts of the 2015 summer heat spells in Slovakia, *Theoretical and Applied Climatology*, 133 (3-4), 925-936, DOI: 10.1007/s00704-017-2224-4
- Výberči D., Švec M., Faško P., Savinová H., Trizna M., Mičietová E., 2015, The effects of the 1996-2012 summer heat events on human mortality in Slovakia, *Moravian Geographical Reports*, 23 (3), 58-70, DOI: 10.1515/mgr-2015-0018
- Wibig J., 2017, Heat waves in Poland in the period 1951-2015: trends, patterns and driving factors, *Meteorology Hydrology and Water Management*, 6 (1), 37-45, DOI: 10.26491/mhwm/78420

Streszczenie

W Polsce fale upałów definiowane są jako co najmniej trzy kolejne dni z temperaturą maksymalną przekraczającą 30°C, a silne fale upałów (ang. *mega-heatwaves*) są wydzielane, kiedy suma wartości temperatury maksymalnej, liczona powyżej 30°C z całego okresu fali przekracza 30°C ($\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$). Od czasów powojennych do 2018 r. w Polsce zanotowano tylko dwie tak silne fale: w 1994 i 2015 roku. Celem pracy jest porównanie wybranych charakterystyk tych dwóch fal.

Do badania wykorzystano dane IMGW-PIB pochodzące z dziesięciu stacji meteorologicznych (Suwałki, Szczecin, Białystok, Poznań, Warszawa, Wrocław, Łódź, Lublin, Kraków i Rzeszów). Dane obejmowały codzienne wartości temperatury maksymalnej, minimalnej i średniej, usłonecznienie rzeczywiste, ciśnienie pary wodnej, wilgotność względną oraz ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza.

Fala z 1994 roku (21 VII-8 VIII) trwała dłużej na dziesięciu z dziesięciu stacji niż fala z 2015 roku (2-16 VIII). W 1994 roku na większości stacji zanotowano wyższą średnią temperaturę maksymalną, natomiast jej wartości w poszczególnych dniach były wyższe w 2015 roku. Także w tym roku temperatura minimalna, wilgotność względna i ciśnienie pary wodnej było wyższe na większości stacji. Natomiast wartości $\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ nie pozostawiają wątpliwości, że fala w 1994 r. była silniejsza od fali w roku 2015. Najwyższa wartość tej charakterystyki wystąpiła w Łodzi (61,8°C).

Słowa kluczowe

Fale upałów, silne fale upałów, mega-heatwaves, fala upałów 1994, fala upałów 2015, Polska.

Summary

In Poland heatwaves are defined as at least 3 consecutive days with maximum daily temperature exceeding 30°C, and strong heatwaves (mega-heatwaves) are observed when sum of daily temperature excess over 30°C from the whole heatwave period exceeds 30°C ($\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$). Since the end of WWII in Poland there were only 2 such mega-heatwaves: in 1994 and 2015. The aim of this paper is to compare selected parameters of those heatwaves.

Data used for analysis are from IMGW-PIB database, from 10 meteorological stations (Suwałki, Szczecin, Białystok, Poznań, Warszawa, Wrocław, Łódź, Lublin, Kraków and Rzeszów). Data covers daily values of maximum, mean and minimum temperature, insolation, water vapor pressure, relative humidity and sea level pressure.

Heatwave from 1994 (21.VII-8.VIII) was longer on 9 out of 10 stations than heatwave from 2015 (2-16.VIII). In 1994 on most stations there was higher average maximum temperature, but record values of maximum temperature from particular days were higher in 2015. That year minimum temperature, relative humidity and water vapor pressure was higher on most stations. However, $\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ values leave no doubt, that 1994 heatwave was stronger than 2015 heatwave. The highest $\Sigma T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ was in Łódź and it was 61,8°C.

Key words

Heatwaves, strong heat waves, mega-heatwaves, 1994 heatwave, 2015 heatwave, Poland.

DŁUGOTRWAŁA DODATNIA ANOMALIA TEMPERATURY POWIETRZA W 2018 ROKU W POLSCE I JEJ PRZYCZYNY CYRKULACYJNE

THE LASTING POSITIVE AIR TEMPERATURE ANOMALY IN POLAND
IN 2018 AND ITS CIRCULATION-LINKED ORIGIN

Robert TWARDOSZ, Piotr WAŁACH

1. Wprowadzenie

Do grupy największych zagrożeń meteorologicznych w Polsce należy występowanie skrajnych warunków termicznych. Wbrew określeniu klimatu w naszym kraju jako umiarkowany, warunki termiczne nie są tu tak stabilne, aby zasługiwały na takie określenie. Jest on kształtowany po wpływie mas powietrznych polarnych morskich bądź kontynentalnych, ale także mas spoza umiarkowanych szerokości geograficznych, czyli powietrza zwrotnikowego i arktycznego, odznacza się zatem wybitnie zmienną pogodą. W zależności od temperatury napływających mas powietrznych mogą się utrzymywać warunki skrajnie gorące lub zimna, niekiedy długotrwałe. Jest to zatem jedna z cech klimatu tego obszaru.

W ostatnich latach w Europie, zwłaszcza na przełomie XX i XXI wieku, nastąpił wyraźny wzrost częstości i nasilenia długotrwałej pogody upalnej w porównaniu do poprzedniego wielolecia 1951-1990 [Russo i in. 2015; Kossowska-Cezak, Twardosz 2017]. W Polsce największe dodatnie anomalie średniej temperatury miesięcznej wystąpiły latem 1992, 1994, 2006, 2010 i 2015 [np. Hoy i in. 2017; Kossowska-Cezak, Twardosz 2017; Wypych i in. 2017]. Analiza materiałów historycznych [*Wyjątki...* 1965; Pfister i in. 1999; Przybylak, Marciniak 2010], porównawszy od średniowiecza, wyraźnie pokazuje, że w Polsce, podobnie jak i na innych obszarach, występowały anomalie pogodowe prawdopodobnie o nie mniejszym nasileniu i groźniejszych skutkach niż obecnie, np.: „Rok ten pamiętny (1473) był dla całej Europy i dla Królestwa Polskiego nadzwyczajnymi słońca upały i suszą nieprzerwaną (...) tak że źródła wszystkie powysychały i największe rzeki w Polsce można było w bród przebywać” [*Wyjątki...* 1965].

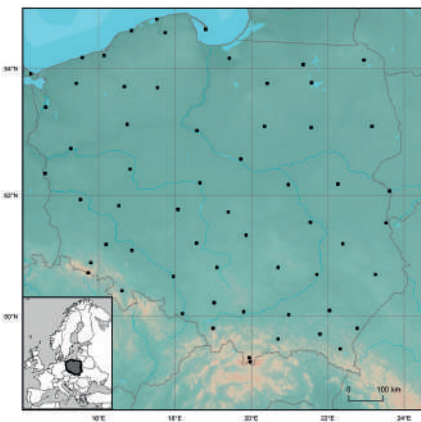
W Polsce warunki skrajnego gorąca nie spowodowały dotychczas tak niekorzystnych skutków biometeorologicznych, jak np. te, które wystąpiły w 2003 r. w zachodniej Europie [Vandendorren i in. 2004] czy w 2010 r. w Rosji [Zvyagintsev i in. 2011; Revich, Shaposhnikov 2012]. Mimo to susze towarzyszące zwykle upałom dotkliwie odbijają się na kondycji gospodarki, zwłaszcza rolnictwa (np. w 2015 r. – EDO [2015]; Krzyżewska, Dyer [2018]) i leśnictwa (np. pożary lasów z 1992 r. – Twardosz, Kossowska-Cezak [2013a, b]). Ogromne straty o rozmiarze kłęski żywiolowej w wyniku utrzymywania się długotrwałej niezwykle ciepłej pogody od wiosny

do jesieni ponieśliśmy w Polsce w roku 2018. Dlatego też celem tego artykułu jest poznanie, jak dalece w minionym roku warunki termiczne odbiegały od warunków przeciętnych. Cel ten sprowadza się do uzyskania odpowiedzi na pytanie, które z miesięcy należały do kategorii anomalnych, jaki był zasięg przestrzenny i wielkość anomalii oraz jakie były ich uwarunkowania cyrkulacyjne.

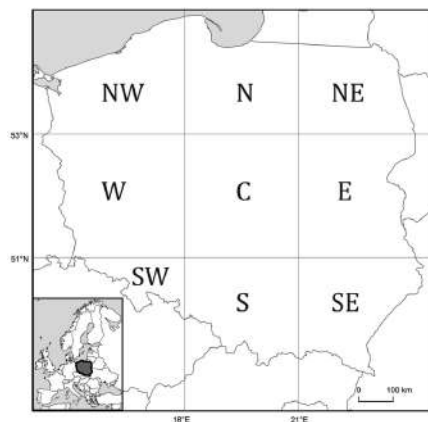
2. Dane i metody opracowania

Materiał wyjściowy do opracowania stanowią średnie miesięczne wartości temperatury powietrza (t_{gr}) z lat 1951-2018 z sześćdziesięciu stacji synoptycznych w Polsce (rys. 1). Dane te, dostępne publicznie, pozyskano z bazy Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej IMGW-PIB¹. Na ich podstawie wyznaczono miesiące anomalnie ciepłe (MAC) pod względem termicznym, w których średnia temperatura na danej stacji przewyższała odpowiednią średnią wieloletnią z 60-lecia (1951-2010) przynajmniej o dwa odchylenia standardowe (2σ): $t \geq t_{gr} + 2\sigma$. Taka metoda jest często stosowana w klimatologii (np. przy wyróżnianiu miesięcy i sezonów niezwykle gorących i chłodnych w Europie [Kossowska-Cezak, Twardosz 2017]). Przyjęty okres referencyjny 1951-2010, jak i kryterium anomalii, dają możliwość nawiązania do ostatnich opracowań dotyczących anomalii w Europie i w Polsce [np. Kossowska-Cezak, Twardosz 2017; Twardosz 2017].

W celu określenia warunków cyrkulacyjnych występujących podczas miesięcy anomalnie ciepłych, wykorzystano kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej Niedźwiedzia [2006, 2018], w którym autor dokonał podziału obszaru Polski na dziewięć regionów (rys. 2), wzdłuż południków 18°E i 21°E oraz równoleżników 51°N i 53°N. Kalendarz obejmuje dwadzieścia typów cyrkulacji (Niedźwiedź 1981), w których uwzględniono osiem kierunków adwekcji mas powietrza nad Polskę i charakter cyrkulacji – cyklonalny i antycyklonalny oraz sytuacje bezadwekcyjne lub sytuacje o zróżnicowanych kierunkach adwekcji mas powietrznych:



Rys. 1. Stacje synoptyczne uwzględnione w opracowaniu



Rys. 2. Regiony cyrkulacyjne wydzielone przez Niedźwiedzia [2006]

¹ <https://danepubliczne.imgw.pl/>

- Ca – sytuacja centralna antycyklonalna, brak adwekcji, centrum wyżu;
- Ka – klin antycyklonalny, czasem kilka niewyraźnych ośrodków lub rozmyty obszar podwyższonego ciśnienia, oś wału wysokiego ciśnienia;
- Cc – sytuacja centralna cyklonalna, centrum niżu;
- Bc – bruzda cyklonalna, rozmyty obszar niskiego ciśnienia lub oś bruzdy niżowej z różnymi kierunkami adwekcji i systemem frontów oddzielających różne masy powietrza.

Osobno wydzielono dni, w których rozkład ciśnienia atmosferycznego nie odpowiadał żadnemu typowi wzorcowemu, nie można było zatem określić kierunku, z którego napływa masa powietrza, ani dominującego układu barycznego (siodło baryczne, rozmyte pole ciśnienia atmosferycznego). Dni z takimi nieokreślonymi sytuacjami autor klasyfikacji oznaczył symbolem X (21 kod liczbowy).

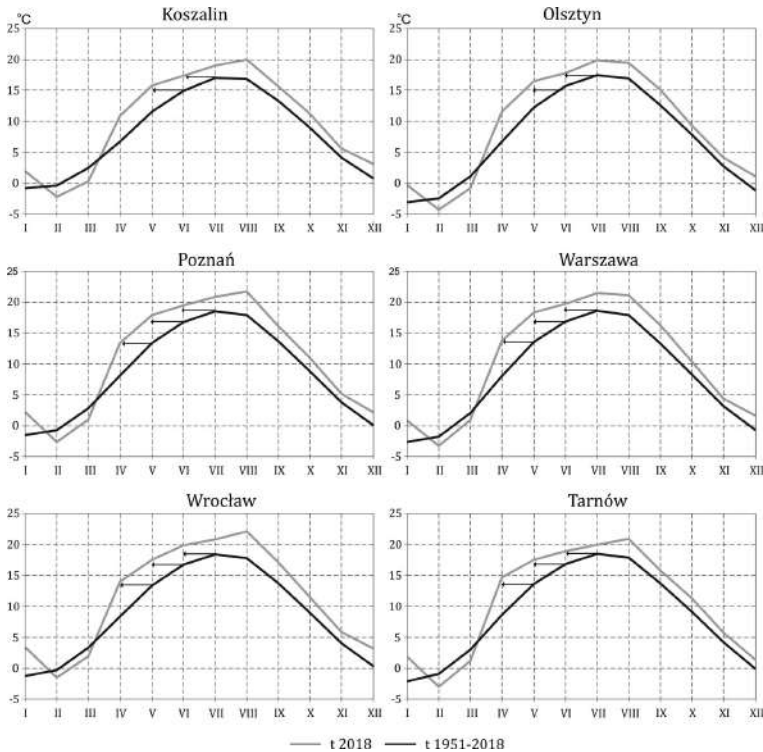
Przy analizie warunków cyrkulacyjnych posłużono się również górnymi mapami synoptycznymi pozyskanymi z archiwum wetter3.de.

3. Charakterystyka miesięcy anomalnie ciepłych (MAC)

W Polsce w 2018 roku od kwietnia do września utrzymywała się wyjątkowo ciepła pogoda. Po względnie chłodnym marcu nastąpiło nagłe ocieplenie. W kwietniu prawie nad całą Polską warunki termiczne były zbliżone do tych, jakie występują przeciętnie w maju – średnio 12-14°C (rys. 3). Podobnie było w dwóch następnych miesiącach, tzn. warunki termiczne w maju 2018 r. odpowiadały warunkom przeciętnym w czerwcu – 16-18°C, a warunki w czerwcu były takie, jak średnio w lipcu – 17-19°C. Na stacjach w zachodniej i południowej Polsce (Koszalin-Wrocław, Tarnów) najcieplejszym miesiącem w roku był sierpień – 20-21°C, a w części północno-wschodniej (Warszawa, Olsztyn) lipiec – 20-22°C (rys. 3).

Na podstawie przyjętego ostrego kryterium statystycznego ($t \geq t_{sr} + 2\sigma$) stwierdzono, że w 2018 r. w Polsce było pięć miesięcy anomalnie ciepłych (tab. 1). Kwiecień był miesiącem anomalnie ciepłym w całej Polsce. Anomalie temperatury Δt były bardzo wysokie, jak na kwiecień; przekraczały 3°C w wąskim pasie nadbałtyckim, a w części południowo-wschodniej Polski – 6°C (rys. 4). Rekordowe były też wartości anomalii względnych, czyli wyrażonych w wielkości odchylenia standardowego (σ). Nad większością obszaru Polski wyniosły one 3σ , a w części środkowej i południowo-wschodniej nawet ponad $3,5\sigma$. Największa $\Delta t = 6,5^\circ\text{C}$ ($t_{sr} = 14,3^\circ\text{C}$) wystąpiła w zachodniej części polskich Karpat (Bielsko-Biała, tab. 1), a największa anomalia względna ($3,8\sigma$) w środkowej Polsce (Sulejów). Najwyższa średnia temperatura w kwietniu 2018 r. wystąpiła w Tarnowie ($t_{sr} = 14,7^\circ\text{C}$), a najniższa na Helu ($t_{sr} = 8,7^\circ\text{C}$). Był to najcieplejszy kwiecień prawie w całej Polsce od 1951 roku. Tylko na siedmiu stacjach na północnych krańcach Polski (Kołobrzeg, Koszalin, Ustka, Hel, Elbląg, Mikołajki i Suwałki) cieplejszy, około 0,5°C, był kwiecień 2000 roku.

W maju dodatnia anomalia temperatury objęła również prawie całą Polskę, z wyjątkiem dwóch stacji na wybrzeżu Bałtyku – Kołobrzegu i Ustki. Na większości obszaru kraju średnia temperatura była bardzo podobna – 16,5-17,5°C (rys. 3). Wielkości anomalii nie były już tak



Rys. 3. Przebieg roczny temperatury powietrza (°C) w 2018 r. i średniej z wielolecia 1951-2018

duże, jak w kwietniu; Δt przekraczała 3°C , z wyjątkiem krańca północno-zachodniego Polski (poniżej 3°C i nie więcej niż $2,5\sigma$) – rys. 5. Nieco większe Δt , przekraczające 4°C i $2,5\sigma$, wystąpiły na północy. Największa anomalia bezwzględna i względna wystąpiła w Warszawie (odpowiednio $4,7^{\circ}\text{C}$ i 3σ); tutaj też wystąpiła najwyższa średnia temperatura w maju, tj. $18,3^{\circ}\text{C}$. Na czterdziestu z sześćdziesięciu stacji był to najcieplejszy maj od 1951 r., na pozostałych był nim maj roku 2002 (tab. 1, rys. 5).

Na podstawie sekularnej serii temperatury powietrza z Krakowa (1792-2018) stwierdzono, że kwiecień i maj 2018 r. były najcieplejsze od ponad dwustu lat (rys. 6). Na tej stacji średnia temperatura w kwietniu 2018 r. wyniosła $15,4^{\circ}\text{C}$ i była zbliżona do tej, jaka wystąpiła w roku 1800 ($t_{sr.} = 14,9^{\circ}\text{C}$), ale już znacząco wyższa (o $2,2^{\circ}\text{C}$) od drugiego wyjątkowo ciepłego kwietnia roku 2009 ($t_{sr.} = 13,2^{\circ}\text{C}$). Średnia temperatura w maju 2018 r. wyniosła $18,6^{\circ}\text{C}$ i była podobna, jak w maju roku 1797 i 1811 (odpowiednio $18,2$ i $18,1^{\circ}\text{C}$).

Z materiałów historycznych [np. *Wyjątki...* 1965] wynika, że długotrwałe nasilenie gorąca w miesiącach wiosennych zdarzało się w wiekach wcześniejszych. Ponieważ informacje te odnotowano w kronikach, należy uznać, że pojawiające się wówczas warunki termiczne i ich skutki musiały być wyjątkowe – dla przykładu opis upałów i suszy wiosną 1121 r.: „Nadzwyczajne susze i upały przez trzy miesiące, tj. Marzec, Kwiecień i Maj trwające, tak spiekły ziemię, że nie tylko jare zasiewy, ale i oziminy przypalone zniszczały; przeto ciężki był ten rok dla Polaków z przy-

Tabela 1. Liczba stacji (N), na których wystąpił anomalnie ciepły miesiąc (MAC) w 2018 r. – A; liczba stacji, na których był to najcieplejszy miesiąc od 1951 r. – B; największa anomalia bezwzględna i względna i stacja, na której wystąpiła – C

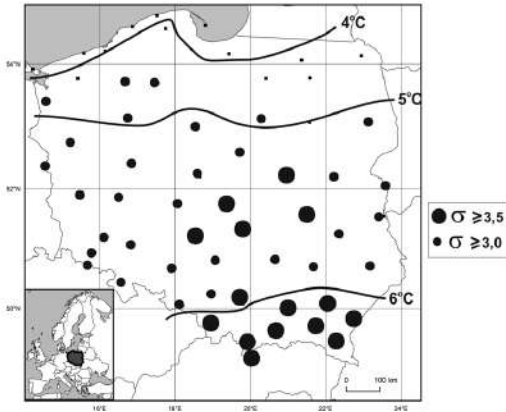
		IV	V	VI	VII	VIII	IX
A	N	60	58	11	–	53	19
	% stacji	100	97	18	–	88	32
B	N	53	40	4	–	5	3
	% stacji	88	67	7	–	8	5
C	Δt ($^{\circ}\text{C}$)	6,5	4,7	2,9	3,2	4,5	3,3
	stacja	Bielsko-Biała	Toruń, Warszawa	Zielona Góra	Mława	Zielona Góra	Wieluń
C	σ	3,8	3,0	2,4	1,9	3,7	2,4
	stacja	Sulejów	Warszawa, Wrocław	Hel	Rzeszów	Jelenia Góra	Resko

czynny nieurodzaju i drożyzny. Sąsiedzkie także ziemie i okolice podobną posuchą i nieurodzajami dotknięte cierpiały przez czas niejaki głód i niedostatek.”

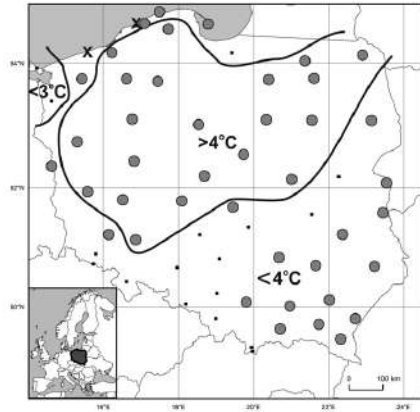
W kolejnych trzech miesiącach letnich 2018 r. nadal utrzymywały się dodatnie odchylenia od średniej temperatury wieloletniej. W czerwcu kryterium anomalii $t \geq t_{ir} + 2\sigma$ zostało spełnione na dziesięciu stacjach w zachodniej i północnej części Polski oraz w Warszawie (tab. 1, rys. 7); wielkość Δt nie przekraczała 3°C (tab. 1). Na większości stacji brakowało jednak niewiele do jego spełnienia – na czterdziestu pięciu kryterium to wyniosło co najmniej $1,5\sigma$. W Świnoujściu i Krakowie był to najcieplejszy czerwiec, a w Zielonej Górze i Wrocławiu jeden z dwóch najcieplejszych w wieloleciu 1951-2010. W lipcu na żadnej stacji nie wystąpiła anomalia termiczna z punktu widzenia kryterium ($\geq 2\sigma$), ale na wszystkich odchylenie temperatury od średniej było większe od 1σ , co oznacza, że był to miesiąc bardzo ciepły. W sierpniu ponownie pojawiły się anomalie prawie w całej Polsce (tab. 1), z wyjątkiem kilku stacji w części północno-wschodniej (rys. 8). Największe anomalie temperatury, przekraczające 3°C (ponad $2,5\sigma$), wystąpiły w zachodniej połowie kraju oraz polskich Karpatach Zachodnich. Na pojedynczych stacjach w południowo-zachodniej Polsce Δt przekroczyły nieco 4°C , co oznacza wielkość odchylenia temperatury o ponad 3σ (rys. 8). Na czterech stacjach położonych na samym wybrzeżu Bałtyku, od Świnoujścia do Łeby i Lęborka, był to najcieplejszy sierpień w wieloleciu 1951-2018. Na pozostałych stacjach był to zwykle trzeci MAC , po sierpniu roku 2015 i 1992. Rekordowa anomalia wystąpiła we Wrocławiu w sierpniu 2015 r. – wyniosła ona $5,4^{\circ}\text{C}$, co jest równoważne 4σ [Twardosz 2017].

We wrześniu również utrzymywało się dodatnie odchylenie temperatury powietrza, a na jednej trzeciej obszaru Polski na stacjach o różnej lokalizacji, spełniło ono kryterium anomalii ($\geq 2\sigma$; tab. 1, rys. 7). Na większości pozostałych stacji odchylenie względne przekraczało $1,5\sigma$. Wielkość Δt tylko na jednej stacji (Wieluń) przekroczyła 3°C (tab. 1). W Mławie, Wieluniu i Kozienicach był to najcieplejszy wrzesień w 68-leciu, na pozostałych stacjach przypadał na różne lata.

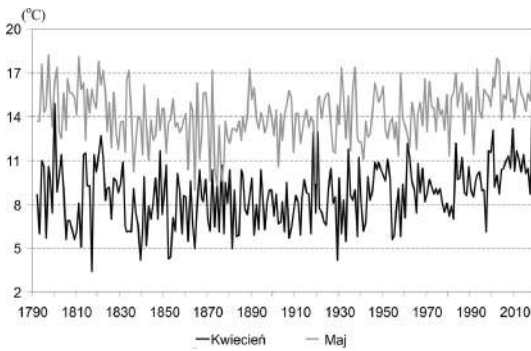
Na podkreślenie zasługuje, że na czterech stacjach o różnej lokalizacji (Warszawa, Wrocław, Racibórz i Kraków), stwierdzono MAC pięciokrotnie – były to wszystkie rozpatrywane miesiące oprócz lipca. Wielkości anomalii względnej i bezwzględnej w tych miesiącach na wymienionych stacjach były bardzo podobne.



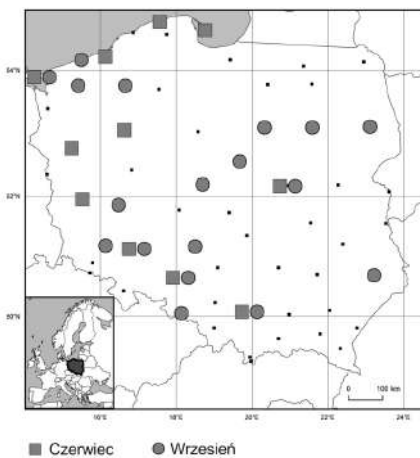
Rys. 4. Anomalie temperatury powietrza w kwietniu: anomalie bezwzględne ($^{\circ}\text{C}$) i anomalie względne ($\geq 3,0$ i $\geq 3,5$ odchylenia standardowego, σ)



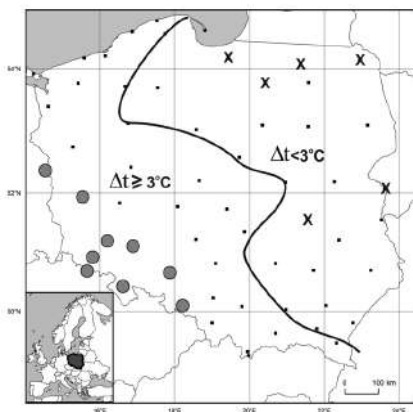
Rys. 5. Anomalie temperatury powietrza w maju: anomalie bezwzględne ($^{\circ}$), X – oznacza stację bez *MAC*, kółkiem oznaczono stacje, na których maj 2018 r. był najcieplejszy w wieloletiu 1951-2018



Rys. 6. Przebieg średniej temperatury w kwietniu i maju w Krakowie w latach 1792-2018



Rys. 7. Stacje, na których wystąpił *AC*, czerwiec i wrzesień 2018 r.



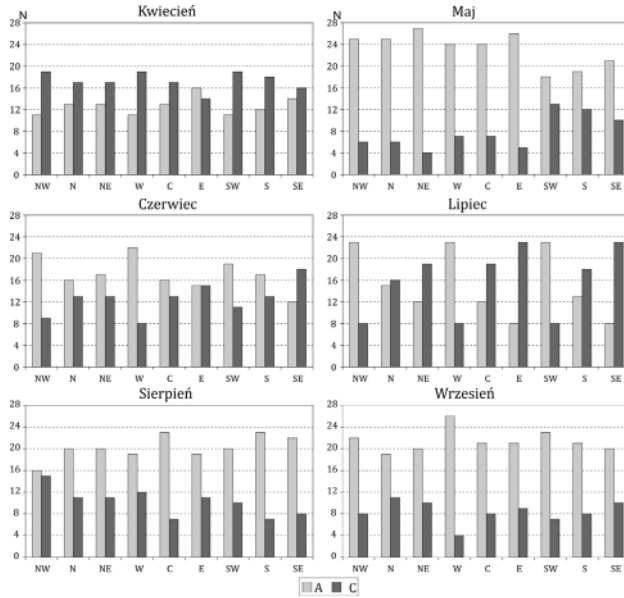
Rys. 8. Anomalie temperatury powietrza Δt ($^{\circ}\text{C}$) w sierpniu; X – oznacza stację bez *MAC*, kółkiem oznaczono stacje, na których anomalie względne osiągnęły $\geq 3,0\sigma$

4. Uwarunkowania cyrkulacyjne występowania anomalnie ciepłych miesięcy

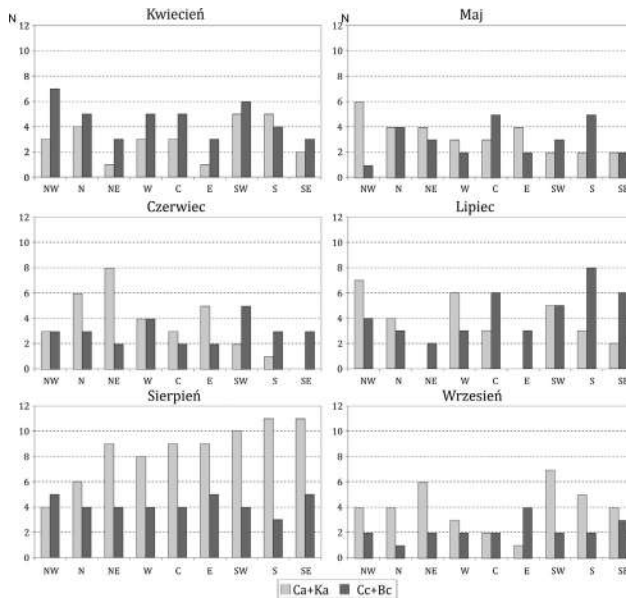
Ogólnie uznaje się, że bezpośrednią przyczyną długotrwałego utrzymywania się anomalnie wysokiej temperatury w lecie są stacjonarne układy wysokiego ciśnienia, tworzące tzw. sytuacje blokadowe obejmujące całą grubość troposfery. Przy odpowiedniej lokalizacji głównych ośrodków barycznych, sterujących wymianą mas powietrznych, dochodzi zwykle do adwekcji gorącego powietrza zwrotnikowego bądź polarne kontynentalnego. Klasycznym przykładem wystąpienia takiej blokadowej sytuacji synoptycznej może być niezwykle gorące lato roku 2003 [np. Fink i in. 2004; Tomczyk, Bednorz 2016]. Należy też podkreślić, że latem w wyższych szerokościach geograficznych istotnym czynnikiem wspomagającym wzrost temperatury, poza adwekcyjnym, jest duże usłonecznienie, któremu sprzyja typowe w wyżach małe zachmurzenie w długie letnie dni.

Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską w niezwykle ciepłych miesiącach 2018 r. wykazywała duże podobieństwo między regionami. W kwietniu we wszystkich regionach, z wyjątkiem E, nieznacznie przeważały dni z cyrkulacją cyklonalną (rys. 9). W maju, sierpniu i we wrześniu zdecydowanie dominowała zaś cyrkulacja antycyklonalna. W sierpniu najwięcej pojawiło się dni z sytuacjami bezadwekcyjnymi – centrum wyżu (Ca) i klina antycyklonalnego (Ka) (rys. 10). W czerwcu i lipcu wystąpiło wyraźnie większe zróżnicowanie charakteru cyrkulacji atmosferycznej między poszczególnymi regionami.

W anomalnie ciepłym kwietniu w regionach NW, W i SW przeważały typy cyrkulacji z sektora zachodniego, a w regionach NE, E i SE z sektora południowego (rys. 11). W regionach wschodnich dominowała cyrkulacja z kierunku S, głównie w układach antycyklonalnych. Częste były także typy z kierunku SW, szczególnie w regionie SE, gdzie cyrkulacja z obu tych kierunków występowała przez połowę dni w miesiącu. W kwietniu nad Polską nie pojawiły się w ogóle typy z kierunków NE, z wyjątkiem regionu NW (jeden dzień), a cyrkulacja z E wystąpiła tylko w pasie regionów północnych (po jednym dniu w każdym regionie). Można zatem powiedzieć, że w tym niezwykle ciepłym miesiącu o temperaturze powietrza w większym stopniu decydował kierunek adwekcji mas powietrznych niż charakter cyrkulacji. Na podstawie analizy map synoptycznych IMGW-PIB stwierdzono, że cyrkulacja z sektora południowego, związana z silnym wyżem znad wschodniej Ukrainy i Morza Czarnego, sprowadzała bardzo ciepłe powietrze zwrotnikowe [Twardosz 2019]. W takich warunkach synoptycznych występował silny wzrost temperatury powietrza w całej Polsce. Dodatkowym czynnikiem wzmagającym wzrost temperatury było przemieszczanie się powietrza przez barierę orograficzną Karpat, czyli występowanie efektu fenowego. W rejonach górskich i podgórskich południowo-wschodniej Polski powstały korzystne warunki do silnego wzrostu temperatury powietrza, co znalazło odbicie w rekordowo dużych odchyleniach temperatury od średnich wieloletnich, w tym *MAC* (rys. 3). Na wyższych poziomach troposfery pojawiały się sytuacje baryczne, które powodowały blokadę cyrkulacji zachodniej. Przez około osiemnaście dni na wysokości 850 hPa temperatura powietrza nad Polską wynosiła około 10°C (rys. 12), co oznacza, że w dni pogodne temperatura powietrza na wysokości 2 m n.p.m. często przekraczała 20°C.

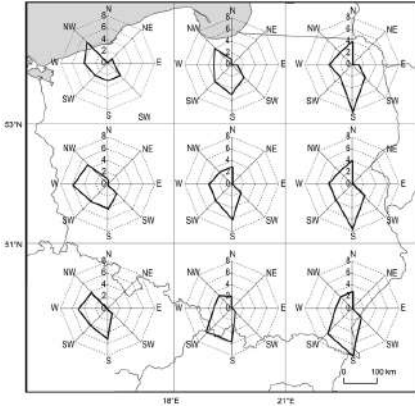


Rys. 9. Liczba dni (N) z typami cyrkulacji antycyklonalnej (A) i cyklonalnej (C) w poszczególnych regionach Polski, w miesiącach od maja do września 2018 r.

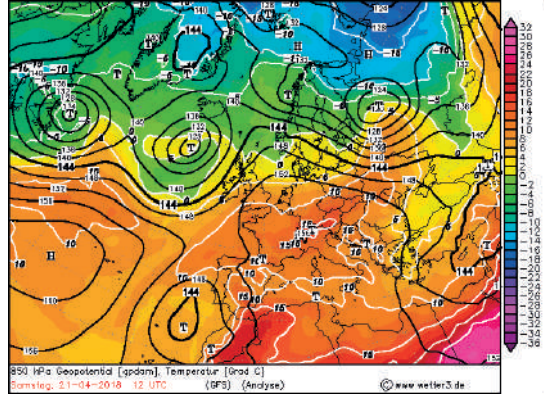


Rys. 10. Liczba dni (N) z sytuacjami bezadwekcyjnymi (Ca+Ka) i dni z różnymi kierunkami adwekcji (Cc+Bc) w poszczególnych regionach Polski, w miesiącach od maja do września 2018 r.

Analiza cyrkulacji w wyższych warstwach atmosfery, tj. na poziomie 500 hPa, wykazała, że regiony wschodnie w większości dni znajdowały się w zasięgu klinów wyżowych, a pozostałe – w zasięgu zarówno klina wysokiego ciśnienia, jak i zatoki niskiego ciśnienia.



Rys. 11. Liczba dni (N) z kierunkami adwekcji mas powietrznych w kwietniu 2018 r. nad poszczególne regiony w Polsce

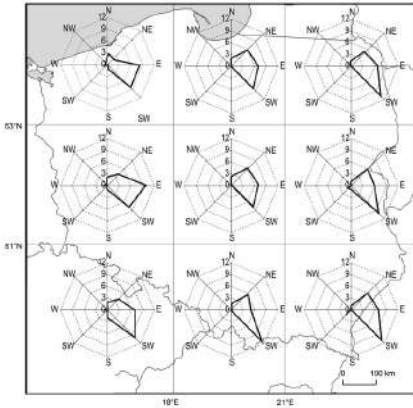


Rys. 12. Rozkład ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza nad Europą o godz. 12 UTC z 21 kwietnia 2018 r. na wysokości 850 hPa [źródło: weter3.de]

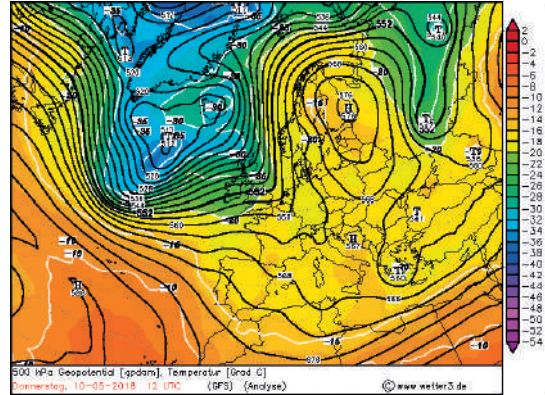
W maju dominowała cyrkulacja antycyklonalna (rys. 9), zwłaszcza w równoleżnikowym pasie regionów północnych i środkowych (24-27 dni). Masy powietrzne napływały prawie wyłącznie z sektora wschodniego (rys. 13). Stabilne warunki pogodowe, ze średnią temperaturą bardzo wyrównaną na całym obszarze Polski, kształtowała długotrwała sytuacja blokadowa związana z silnym wyżem znad Skandynawii i północno-zachodniej Rosji. Wyż ten był rozbudowany w całej troposferze (rys. 14), a swoim klinem sięgał nad Polskę. Takie warunki utrzymywały się przez około osiemnaście dni. W środkowej troposferze pojawiły się tylko dwa kilkudniowe okresy, podczas których Polska znajdowała się pod wpływem górnej zatoki niżowej (od 14 do 18 i od 25 do 27 maja).

Warunki cyrkulacyjne w czerwcu i lipcu były bardzo podobne, co znalazło odzwierciedlenie w podobieństwie warunków termicznych, tzn. występowaniu względnie dużych dodatnich odchyleń temperatury powietrza. Kryterium anomalii zostało spełnione tylko w czerwcu i na niewielu stacjach. W czerwcu warunki pogodowe kształtowały częściej sytuacje antycyklonalne, zwłaszcza w regionach zachodnich (19-23 dni) – rys. 9. Tylko w regionie SE częściej pojawiały się sytuacje cyklonalne. We wszystkich regionach dominowała cyrkulacja z sektora północnego (NW-NE; rys. 15), od jedenastu dni w regionie NE do szesnastu dni w regionie SW, przy niewielkim udziale lub nawet całkowitym braku cyrkulacji z wycinka SW-W. Dominacja cyrkulacji z kierunków północnych jeszcze bardziej zaznaczyła się w lipcu (15-18 dni). Pomimo przeważającej cyrkulacji północnej, w czerwcu i lipcu nadal utrzymywała się wysoka temperatura. Trzeba mieć też na uwadze, że kierunek adwekcji nie zawsze świadczy o rodzaju i temperaturze napływających mas powietrznych. Tak też i było w tych miesiącach. Na podstawie analizy map synoptycznych IMGW-PIB² ustalono, że często występowała wtedy adwekcja nad Polskę ciepłego powietrza polarnego morskiego, związanego z obecnością niżu nad zachodnią Rosją i wyżu nad Skandynawią [Twardosz 2019]. W czerwcu w troposferze na poziomie 500 hPa nad regionami północnymi

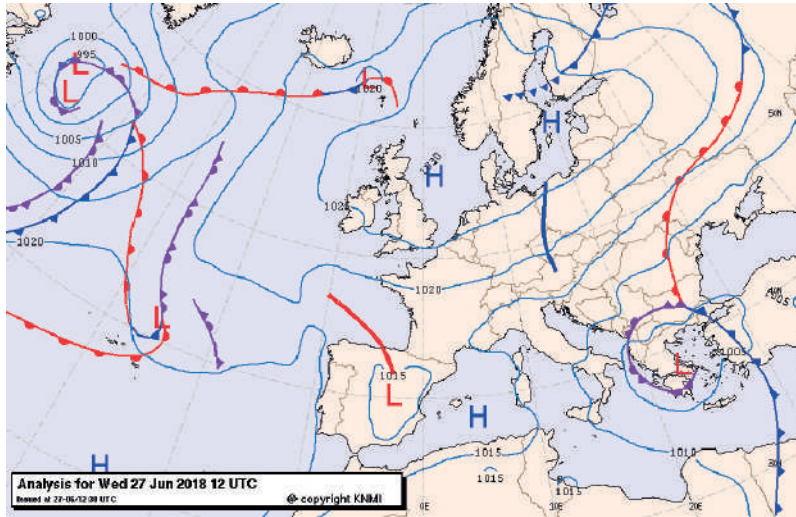
² http://www.pogodynka.pl/polska/mapa_synoptyczna



Rys. 13. Liczba dni (N) z kierunkami adwekcji mas powietrznych w maju 2018 r. nad poszczególne regiony w Polsce



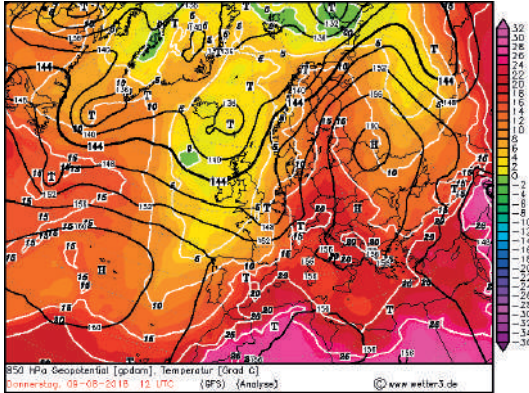
Rys. 14. Rozkład ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza o godz. 12 UTC z 10 maja 2018 r. nad Europą na wysokości 500 hPa [źródło: weter3.de]



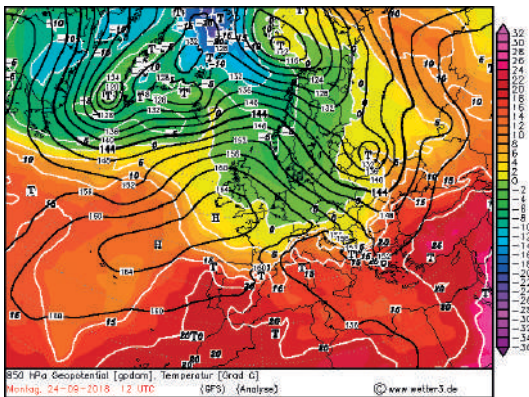
Rys. 15. Sytuacja synoptyczna o godz. 12 UTC z 27 czerwca 2018 r. [źródło: knmi.nl]

Polski najczęściej utrzymywała się zatoka niskiego ciśnienia (17 dni w regionie NW). Nad pozostałymi regionami przez większość dni (18 dni) zalegał klin wysokiego ciśnienia. Do połowy lipca w środkowej i górnej troposferze nad Polską zalegały zatoki niskiego ciśnienia, a następnie kliny wysokiego ciśnienia.

W anomalnie ciepłym sierpniu cyrkulacja miała najczęściej (od 16 do 26 dni) charakter antycyklonalny (rys. 9), z dużym udziałem dni z sytuacjami bezadwekcyjnymi, głównie klina antycyklonalnego (od 4 do 11) – rys. 10. Takie warunki cyrkulacyjne sprzyjały utrzymywaniu się anomalnie wysokiej temperatury. W dwóch pierwszych dekadach sierpnia na wysokości barycznej 850 hPa temperatura powietrza w niektórych regionach często przekraczała 15°C (rys. 16). Od 24 sierpnia nastąpiła zmiana sytuacji barycznej, która przejawiała się tym, że wyraźnie odbudo-



Rys. 16. Rozkład ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza nad Europą o godz. 12 UTC z 9 sierpnia 2018 r. na wysokości 850 hPa [źródło: wetter3.de]



Rys. 17. Rozkład ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza nad Europą o godz. 12 UTC z 24 września 2018 r. na wysokości 850 hPa [źródło: wetter3.de]

wała się strefowa cyrkulacja atmosfery. Na wysokości 850 hPa zaczęły napływać chłodniejsze masy powietrza (średnio o 8-10°C), a nad Polską zaczęły przemieszczać się zatoki niskiego ciśnienia, a wraz z nimi fronty atmosferyczne. W sierpniu 2018 roku masy powietrzne napływały głównie z kierunków z wycinka SE-NW z różną częstością. W zachodniej Polsce wystąpiła większa częstość napływu z kierunku SW, co skutkowało w tej części kraju większymi anomaliami temperatury powietrza (rys. 8).

We wrześniu cyrkulacja nad całą Polską miała charakter antycyklonalny (od 19 do 25 dni) – rys. 9. W górnych warstwach troposfery również przeważały układy wysokiego ciśnienia. W porównaniu do poprzednich miesięcy półrocza letniego, we wrześniu najczęściej napływały masy powietrza z sektora zachodniego (od 11 do 20 dni w zależności od regionu). Warunki te powodowały długotrwałe utrzymywanie się względnie wysokiej temperatury powietrza, a na jednej trzeciej obszaru Polski jej wartości anomalnych. W dwóch pierwszych dekadach września temperatura powietrza na poziomie 850 hPa osiągała 10-15°C. Po tym okresie, wraz z napływem silnego strumienia chłodnego powietrza polarne morskiego (rys. 17), zakończył się długi okres pogody letniej w 2018 roku. Do zmiany pogody i odbudowania się silnej cyrkulacji strefowej przyczynił się rozległy układ niskiego ciśnienia nad północną Europą.

5. Podsumowanie

W Polsce w półroczu ciepłym 2018 roku wystąpiła niezwykle długotrwała ciepła pogoda, podobna do tej występującej w basenie Morza Śródziemnego – średnia temperatura w kwietniu i maju w Warszawie wyniosła tyle, co przeciętnie w Rzymie, a od czerwca do września była podobna do występującej przeciętnie w Turynie.

Największe anomalie, o największym zasięgu (prawie cała Polska), wystąpiły w kwietniu i maju (w kwietniu ponad 6°C i ponad 3σ). Prawdopodobieństwo takich warunków jest bardzo niewielkie – raz na dwieście lat.

W świetle dostępnych danych pomiarowych nie stwierdzono dotychczas tak długotrwałego utrzymywania się anomalnie wysokiej temperatury. W Europie najdłuższa anomalia, obejmująca wszystkie trzy miesiące letnie, wystąpiła w 2003 r. w zachodniej części obszaru śródziemnomorskiego i w 2010 r. w europejskiej części Rosji [Kossowska-Cezak, Twardosz 2017].

O wystąpieniu długotrwałego gorąca w 2018 r., zgodnie z dotychczasową wiedzą, zdecydował łączny wpływ czynników adwekcyjnych i radiacyjnych, tzn. ciepłe i suche powietrze kontynentalne lub zwrotnikowe, napływające w układzie antycyklonalnym, które uległo dodatkowo nagraniu w warunkach intensywnej insolacji podczas długiego letniego dnia. W miesiącach o największych dodatnich anomaliach temperatury powietrza, zdecydowanie przeważała adwekcja mas powietrznych z wycinka E-S.

Literatura

- EDO, 2015, Drought News August 2015, European Commission – Joint Research Centre, European Drought Observatory, dostępne online: <https://edo.jrc.ec.europa.eu/documents/news/EDODroughtNews201508.pdf> (28.10.2019)
- Fink A.H., Brücher T., Krüger A., Leckebusch G.C., Pinto J.G., Ulbrich U., 2004, The 2003 European summer heatwaves and drought – synoptic diagnosis and impacts, *Weather*, 59 (8), 209-216, DOI: 10.1256/wea.73.04
- Hoy A., Hänsel S., Skalak P., Ustrnul Z., Bochníček O., 2017, The extreme European summer of 2015 in a long-term perspective, *International Journal of Climatology*, 37 (2), 943-962, DOI: 10.1002/joc.4751
- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2017, Anomalie termiczne w Europie (1951-2010), IGI GP UJ, Kraków, 182 s.
- Krzyżewska A., Dyer J., 2018, The August 2015 mega-heatwave in Poland in the context of past events, *Weather*, 73 (7), 207-214, DOI: 10.1002/wea.3244
- Niedźwiedz T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 58, 165 s.
- Niedźwiedz T., 2006, Typologia cyrkulacji atmosfery dla Polski i metody określania regionalnych wskaźników cyrkulacji, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B: Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 61 (38), 326-335

- Niedźwiedz T., 2018, Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski – zbiór komputerowy, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec, dostępne online: www.klimat.wnoz.us.edu.pl (28.10.2019)
- Pfister Ch., Brázdil R., Glaser R. (ed.), 1999, Climatic variability in sixteenth-century Europe and its social dimension, Springer-Science + Business Media B.V., Dordrecht, DOI: 10.1007/978-94-015-9259-8
- Przybylak R., Marciniak K., 2010, Climate changes in central and north-eastern part of former Poland from 1656 to 1685, [w:] The Polish climate in the European context: an historical overview, R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brazdil, M. Kejna (red.), Springer Science + Business Media B.V., 423-443, DOI: 10.1007/978-90-481-3167-9_21
- Revich B.A., Shaposhnikov D.A., 2012, Climate change, heat waves, and cold spells as risk factors for increased mortality in some regions of Russia, *Studies on Russian Economic Development*, 23 (2), 195-207, DOI: 10.1134/S1075700712020116
- Russo S., Sillmann J., Fischer E.M., 2015, Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades, *Environmental Research Letters*, 10 (12), DOI: 10.1088/1748-9326/10/12/124003
- Tomczyk A.M., Bednorz E., 2016, Heat waves in Central Europe and their circulation conditions, *International Journal of Climatology*, 36 (2), 770-782, DOI: 10.1002/joc.4381
- Twardosz R., 2017, Zmiany częstości anomalii termicznych w Polsce w latach 1951-2015, *Polish Journal of Agronomy*, 31, 3-10
- Twardosz R., 2019, Anomalously warm months in 2018 in Poland in relation to circulation patterns, *Weather*, DOI: 10.1002/wea.3588
- Twardosz R., Kossowska-Cezak U., 2013a, Exceptionally hot summers in Central and Eastern Europe (1951-2010). *Theoretical and Applied Climatology*, 112 (3-4), 617-628, DOI: 10.1007/s00704-012-0757-0
- Twardosz R., Kossowska-Cezak U., 2013b, Exceptionally hot summers months in Central and Eastern Europe during the years 1951-2010, [w:] Causes, impacts and solutions to global warming, I. Dincer, C. Ozgur Colpan, F. Kaglioglu (red.) Springer Sciences + Business Media, New York, 17-35, DOI: 10.1007/978-1-4614-7588-0_2
- Vandentorren S., Suzan F., Medina S., Pascal M., Maulpoix A., Cohen J.C., Ledrans M., 2004, Mortality in 13 French cities during the August 2003 heat wave, *American Journal of Public Health*, 94 (9), 1518-1520, DOI: 10.2105/ajph.94.9.1518
- Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI, 1965, oprac. G. Girguś, W. Strupczewski, PIHM, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 214 s.
- Wypych A., Sulikowska A., Ustrnul Z., Czekierda D., 2017, Temporal variability of summer temperature extremes in Poland, *Atmosphere*, 8 (51), DOI: 10.3390/atmos8030051
- Zvyagintsev A.M., Blum O.B., Glazkova A.A., Kotel'nikov S.N., Kuznetsova I.N., Lapchenko V.A., Lezina E.A., Miller E.A., Milyaev V.A., Popikov A.P., 2011, Air pollution over European Russia and Ukraine under the hot summer conditions of 2011, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 47 (6), 669-707, DOI: 10.1134/S0001433811060168

Streszczenie

W Polsce pogoda upalna, której zwykle towarzyszy susza, wywołuje groźne skutki w gospodarce, czasem o charakterze klęski żywiołowej, jak w miesiącach półrocza ciepłego 2018 roku. Celem pracy było określenie, jak dalece warunki termiczne w roku 2018 odbiegały od warunków przeciętnych, czyli które z miesięcy należały do kategorii anomalnych ($t \geq t_{gr.} + 2\sigma$), jaki był zasięg przestrzenny i wielkość anomalii oraz jakie były ich uwarunkowania cyrkulacyjne. Podstawę badań stanowiły średnie miesięczne wartości temperatury powietrza ($t_{gr.}$) z 60-lecia 1951-2018 z sześćdziesięciu stacji synoptycznych w Polsce oraz kalendarz typów cyrkulacji Niedźwiedzia [1981, 2006, 2018]. Wykazano, że największe anomalie, o największym zasięgu (prawie cała Polska), wystąpiły w kwietniu i maju (w kwietniu ponad 6°C i ponad 3σ). Prawdopodobieństwo takiego zjawiska jest jednak niewielkie i wynosi raz na dwieście lat. O wystąpieniu długotrwałego gorąca w 2018 r., zgodnie z oczekiwaniem, zdecydował łączny wpływ czynników adwekcyjnych i radiacyjnych.

Słowa kluczowe

Temperatura powietrza, anomalia termiczna, cyrkulacja atmosferyczna, 2018, Polska.

Summary

In Poland, hot weather, usually accompanied by droughts, has dangerous economic consequences, which can even take the form of natural disasters, as in the warm half-year of 2018. The purpose of this paper is to investigate how far these thermal conditions deviated from the average, i.e. which of the months represented the anomalous categories ($t \geq t_{av.} + 2SDs$), and what was the spatial extent and size of the anomalies, as well as their circulatory determinants. The study was based on the average monthly air temperatures ($t_{av.}$) in the years 1951-2018 from 60 synoptic stations in Poland and a calendar of circulation types according to Niedźwiedź [1981, 2006, 2018]. It is demonstrated that the anomalies of the greatest magnitude and extent (almost all the territory of Poland) occurred in April and May (reaching more than 6°C or over 3 SDs in April). However, the probability of the occurrence of such a phenomenon is low – once in 200 years. As expected, the long-lasting heat in 2018 was caused by the combined influence of advection and radiation factors.

Keywords

Air temperature, thermal anomaly, atmospheric circulation, 2018, Poland.

ZMIANA NARAŻENIA NA WYSOKĄ TEMPERATURĘ W POLSCE W HORYZONCIE DO 2100 ROKU NA PODSTAWIE PROJEKCJI KLIMATYCZNYCH EURO-CORDEX

CHANGE IN EXPOSURE TO HIGH TEMPERATURE IN POLAND IN THE HORIZON TO 2100 BASED ON EURO-CORDEX CLIMATE PROJECTIONS

Paulina JAGIEŁŁO, Maciej Krystian JEFIMOW, Joanna STRUŻEWSKA

1. Wprowadzenie

W ostatnich latach zagadnienia wpływu zmian klimatu na różne dziedziny życia społecznego i gospodarczego w Polsce coraz częściej są przedmiotem analiz naukowych [np. Wibig, Jakusik 2012]. Prognozy trendów temperatury i wysokości opadu są podstawową informacją potrzebną do oceny skutków zmian oraz określenia rodzaju i zakresu działań adaptacyjnych, nawet przy założeniu, że projekcje te obciążone są dużą niepewnością [Brzóska, Jacewski 2017] i podlegają ciągłej korekcie w ramach prac Międzyrządowego Panelu ds. Zmian Klimatu (IPCC).

W ostatnim raporcie IPCC SR1.5 [IPCC 2018] opisane są globalne zagrożenia i problemy związane ze wzrostem średniej rocznej temperatury powietrza o 1,5°C i o 2°C. Zmiany średniej rocznej temperatury powietrza mogą pociągać ze sobą zmiany w przebiegu wartości skrajnych [Wibig 2007]. Obserwowane jest to coraz częściej, szczególnie w przypadku zjawisk gwałtownych, takich jak fale upałów, burze czy trąby powietrzne.

Analizie poddano warunki pogodowe związane z występowaniem ekstremalnych wartości temperatury okresu letniego. W związku z falami upałów notowana jest większa liczba przypadków śmiertelnych w porównaniu do innych ekstremów pogodowych [Kuchcik 2006]. Wysoka temperatura wpływa również na poziom zanieczyszczenia powietrza w okresie letnim, m.in. wysokie stężenia ozonu [Strużewska, Jefimow 2013].

2. Dane i metodyka

Prezentowane prace wykonano w ramach projektu *Baza wiedzy o zmianach klimatu i adaptacji do ich skutków oraz kanałów jej upowszechniania w kontekście zwiększenia odporności gospodarki, środowiska i społeczeństwa na zmiany klimatu oraz przeciwdziałania i minimalizowania skutków nadzwyczajnych zagrożeń*, w którym jednym z zadań było przygotowanie projekcji zmian klimatu na obszarze Polski do celów dalszych analiz ryzyka i opcji adaptacji. Prognozy zmian klimatu zostały opracowane na podstawie wyników symulacji klimatycznych wykonanych

w ramach projektu EURO-CORDEX¹, przy zastosowaniu najnowszych dostępnych projekcji klimatycznych według metodyki 5 Raportu Oceny Międzyrządowego Panelu ds. Zmian Klimatu z roku 2013 [IPCC 2013]. Wykorzystano wyniki dostępnych realizacji symulacji regionalnych modeli klimatu (RCM – ang. *Regional Climate Model*) dotyczącego obszaru obejmującego całą Europę na zrotowanej siatce regularnej, w rozdzielczości 0.11° (ok. $12,5 \text{ km}^2$). Na potrzeby dalszych analiz domena został zawężona do obszaru wyśrodkowanego nad Polską, z zachowaniem oryginalnej rozdzielczości.

W celu uchwycenia rozrzutu prognoz, wynikającego z różnych możliwych ścieżek rozwoju gospodarczego i związanego z nim tempa wzrostu zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze, analizy przeprowadzono według dwóch scenariuszy, opisanych akronimami RCP4.5 oraz RCP8.5. Umiarkowany scenariusz RCP4.5 zakłada dalszy wzrost stężenia CO_2 , odpowiednio do 540 ppm w 2100 r. i osiągnięcie wymuszenia radiacyjnego na poziomie $4,5 \text{ W/m}^2$, a scenariusz ekstrapolacyjny RCP8.5 odpowiada wzrostowi stężenia CO_2 do 940 ppm w 2100 r. i ciągły wzrost wymuszenia radiacyjnego do poziomu $8,5 \text{ W/m}^2$.

Analizie poddano wskaźniki klimatyczne związane z temperaturą maksymalną:

- średnią roczną temperaturę maksymalną;
- liczbę dni z temperaturą maksymalną powyżej 25°C ;
- średnią długość fal upałów (zdefiniowanych, jako co najmniej trzy następujące po sobie dni, w których temperatura maksymalna przekroczyła 30°C);
- temperaturę średnią dobową w okresie letnim (czerwiec, lipiec, sierpień).

Prognozy wykonano dla obszaru całej Polski, według dwóch scenariuszy rozwoju, na podstawie dostępnych kombinacji wymuszeń z globalnych modeli klimatu (GCM – ang. *Global Climate Model*) i przebiegów regionalnych modeli klimaty (RCM – ang. *Regional Climate Model*).

Każdy przebieg wiązki EURO-CORDEX (kilkanaście modeli – w zależności od parametru) został poddany korekcie statystycznej (statystyczny downscaling) z wykorzystaniem pakietu statystycznego R (funkcje z pakietu QMAP³). Jako dane referencyjne do downscalingu wykorzystano pola parametrów meteorologicznych uzgodnione do siatki z repozytorium E-OBS (link). Następnie dla każdego przebiegu wiązki obliczono wskaźniki klimatyczne, które następnie uśredniono uzyskując średnią prognozę dla wiązki. W celu przedstawienia uśrednionego rozkładu przestrzennego, reprezentatywnego dla dłuższych okresów, obliczono średnią w każdej dekadzie z okresu od 2011 do 2100 roku.

3. Wyniki

Na rysunku 1 przedstawiono średnią roczną temperaturę maksymalną (T_{max}) nad obszarem Polski w kolejnych dziesięcioleciach (2011-2100). Według scenariusza RCP4.5 w latach

¹ <http://www.euro-cordex.net>

² <http://www.cordex.org/domains/cordex-region-euro-cordex/>

³ <https://cran.r-project.org/web/packages/qmap/qmap.pdf>

Tabela 1. Lista wykorzystanych symulacji: wymuszenia z globalnych modeli klimatu (GCM) i przebiegów regionalnych modeli klimatu (RCM) dla okresu 2006-2100, wg scenariuszy RCP4.5 i RCP8.5

GCM	RCM
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CNRM Aladin53
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CLMcom-CCLM4-8-17
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	SMHI-RCA4
ICHEC-EC-EARTH	CLMcom-CCLM4-8-17
ICHEC-EC-EARTH	SMHI-RCA4
ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22E
ICHEC-EC-EARTH	DMI HIRHAM5
IPSL-IPSL-CM5A-MR	SMHI-RCA4
IPSL-IPSL-CM5A-MR	IPSL-INNERIS-WRF331F
MOHC-HadGEM2-ES	CLMcom-CCLM4-8-17
MOHC-HadGEM2-ES	SMHI-RCA4
MPI-M-MPI-ESM-LR	CLMcom-CCLM4-8-17
MPI-M-MPI-ESM-LR	SMHI-RCA4
MPI-M-MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO2009r1i1p1
MPI-M-MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO2009r2i1p1
NCC-NorESM1-M	DMI HIRHAM5

2011-2020 jej wartości zawierają się w przedziale od 11 do 15°C. Niższa temperatura występuje na krańcach południowych kraju, natomiast wyższa w centrum i na zachodzie Polski. W kolejnych dziesięcioleciach prognozowany jest systematyczny wzrost temperatury maksymalnej. Prognozy pokazują, że w dekadzie 2090-2100 będzie wahała się ona od 13 do 16,5°C w zależności od regionu kraju. Najwyższy wzrost prognozowany jest na południu i północy Polski. Według scenariusza RCP8.5 wzrost średniej rocznej temperatury maksymalnej będzie znacznie większy. W dekadzie 2011-2020 wartości będą podobne jak w scenariuszu RCP4.5. W horyzoncie do 2100 roku wartości T_{max} będą się wahać w zakresie od 14 do nawet 18°C. Na przeważającym obszarze Polski wartości będą się zawierać w przedziale 16-18°C, wyjątkiem są krańce południowe i północ Polski, gdzie wzrost będzie mniejszy – około 14-15°C.

Liczba dni gorących (z temperaturą maksymalną powyżej 25°C), według scenariusza RCP4.5, w dekadzie 2011-2100 waha się od 15 do 55 (rys. 2). Mniejsza liczba dni gorących wystąpi na krańcach południowych i na północy Polski, wyższa natomiast w centrum i na zachodzie. Do 2100 roku liczba dni gorących wzrośnie, szczególnie w centrum i na wschodzie kraju. W dekadzie 2090-2100 liczba takich dni będzie wahać się od 20 do 70. Rozkład przestrzenny dni gorących nie zmieni się. W przypadku scenariusza RCP8.5 prognoza zmiany liczby dni z temperaturą maksymalną wykazuje większe zmiany. W dekadzie 2011-2020 rozkład przestrzenny i wartości jest zbliżony jak w scenariuszu RCP4.5, natomiast do 2100 r. liczba dni gorących znacznie wzrośnie. Na południu i w centrum prognoza pokazuje około 75-95 takich dni, na krańcach południowych i północy Polski od 50 do 70. Znaczący skokowy wzrost prognozowany jest od około 2060 roku.

Prognoza średniej długości fal upałów, zdefiniowanych jako okres co najmniej trzech dni z temperaturą maksymalną powyżej 30°C [Kossowska-Cezak 2010], wskazuje na nieznaczny wzrost do 2100 roku (rys. 3). W dekadzie 2011-2020 na przeważającym obszarze kraju średnia liczba dni z temperaturą maksymalną powyżej 30°C wyniosła się od 3 na południu i wschodzie kraju do 4 w centrum i na zachodzie. Wzrost długości fal upałów prognozowany jest od dekady 2061-2070. Największy wzrost jest prognozowany na wschodzie i w centrum Polski – do 5 dni. W scenariuszu RCP8.5 zmiany są bardziej znaczące. Do 2100 roku na wschodzie i w centrum kraju długość fal upałów wzrośnie z 3 (dekada 2011-2020) do nawet 6 dni (2090-2100). Natomiast na zachodzie i krańcach południowych – z 3 (2011-2020) do 4-5 dni (2090-2100). Na północy Polski, szczególnie na terenach nadmorskich, w latach 2011-2020 fale upałów nie są przez model odtworzone, natomiast do 2100 r. prognoza wskazuje na tym obszarze Polski na czas trwania fal upałów do 4 dni.

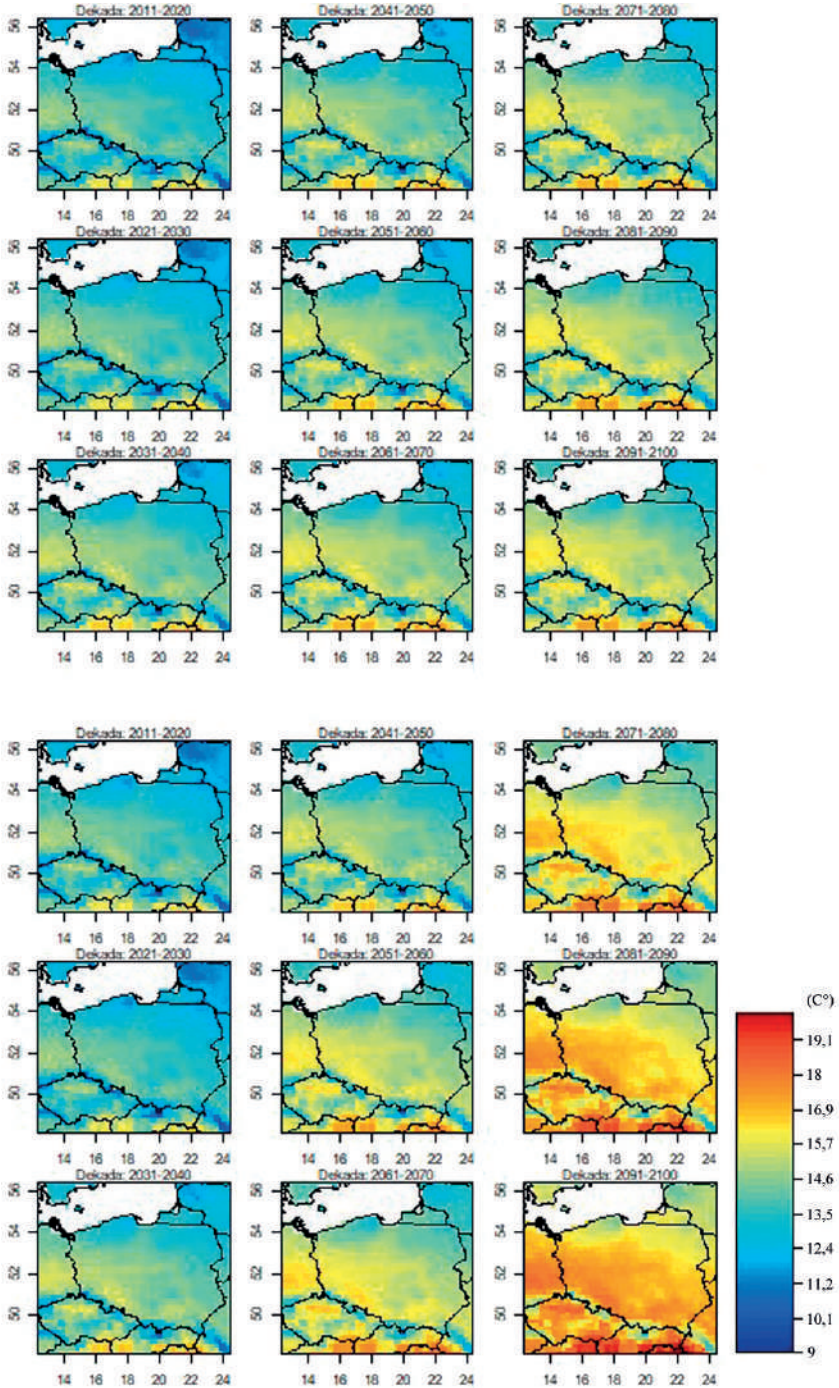
Średnia temperatura w sezonie letnim również wykazuje tendencję wzrostową (rys. 4). Scenariusz RCP4.5 w dekadzie 2011-2020 pokazuje średnią temperaturę w okresie letnim od 15°C do 19°C. Wyższa temperatura charakteryzuje centrum i zachodnią część kraju, natomiast niższa krańce południowe i północne Polski. Do 2100 roku w centrum temperatura wzrośnie do 21°C, natomiast na południu i północy Polski do 17-18°C. Scenariusz RCP8.5 wykazuje większy wzrost średniej temperatury w okresie letnim. Na przeważającym obszarze kraju średnia temperatura latem będzie się wahać od 20 do 22°C. Wyjątkiem są obszary na północy i południu, gdzie jest prognozowany wzrost temperatury w granicach 18-20°C.

Na rysunku 5 przedstawiono zmiany średniej rocznej temperatury maksymalnej, obliczonej jako dziesięcioletnia średnia krocząca w ciągu najbliższych 35 lat. Wykres potwierdza, że według scenariusza RCP8.5 wzrost temperatury maksymalnej jest większy niż według scenariusza RCP4.5. Różnica wzrostu wynosi około 0,3-0,4°C. Największy wzrost jest prognozowany w latach 2025-2035 w przypadku obu scenariuszy.

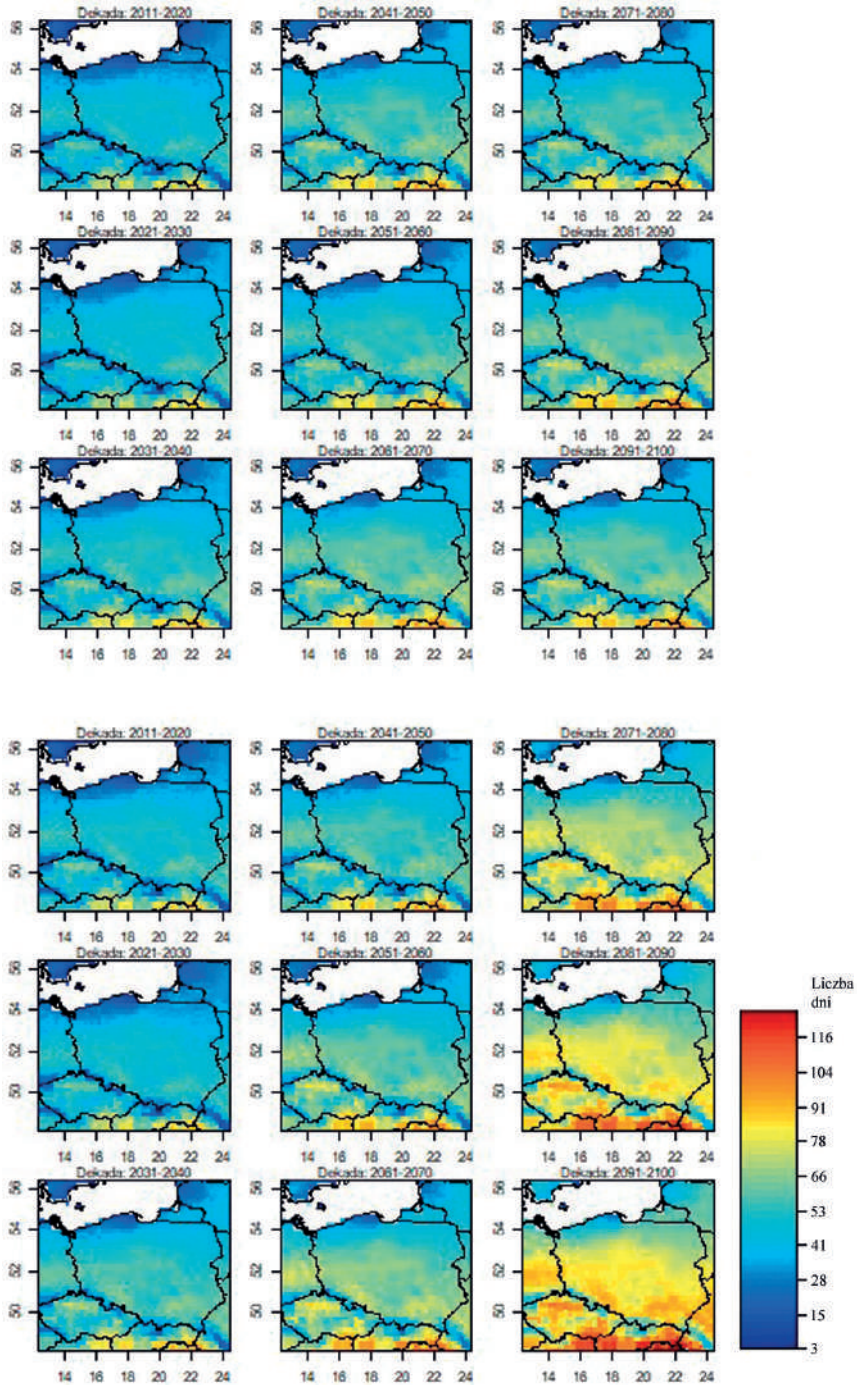
4. Podsumowanie

Analizy wiązki modeli EURO-CORDEX pod kątem zmian wskaźników meteorologicznych opisujących temperaturę ekstremalną w cieplej porze roku wskazują na wzrost narażenia na wysoką temperaturę w okresie letnim na obszarze całej Polski w przypadku każdego z analizowanych wskaźników. Tendencje tych zmian są skutkiem występującego globalnego wzrostu temperatury, a ich wielkość zależy od położenia geograficznego oraz scenariusza zmian klimatu. W przypadku wszystkich badanych indeksów symulacje scenariusza RCP8.5 w dłuższym horyzoncie czasowym prognozują wyższe wzrosty temperatury maksymalnej niż scenariusz RCP4.5.

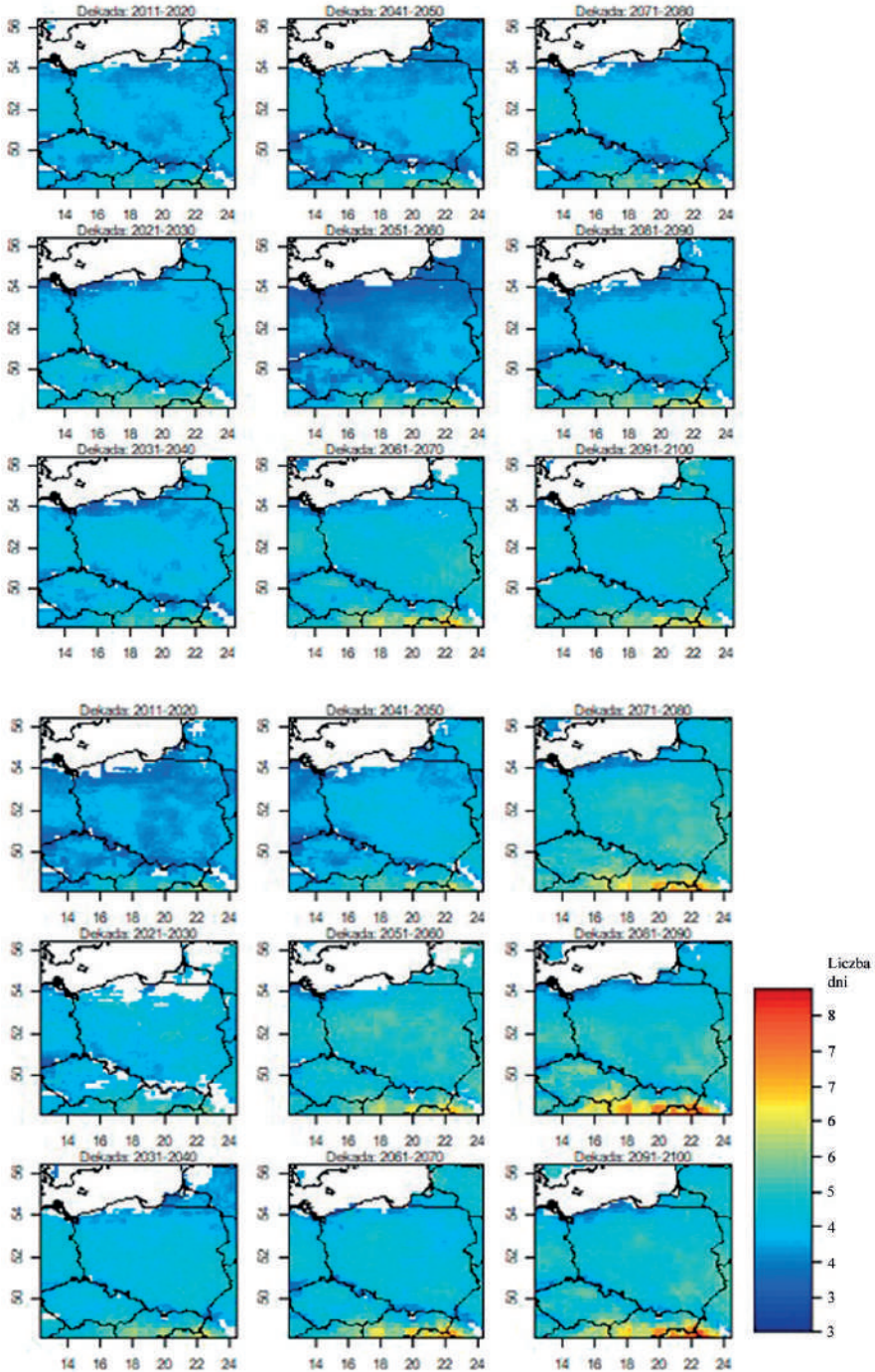
Według scenariusza RCP4.5 średnia roczna temperatura maksymalna wzrośnie do 2100 r. od 11-15°C (2011-2020) do około 13-16,5°C (2090-2100), w zależności od regionu Polski. Liczba dni gorących wzrośnie z 15-55 dni (2011-2020) do 20-70 dni (2090-2100). Długość fal upałów w dekadzie 2011-2020 wyniesie 3-4 dni, a do 2100 r. wzrośnie do 5-6 dni. Średnia temperatura w okresie letnim wzrośnie z 15-19°C (2011-2020) do 17-21°C (2090-2100).



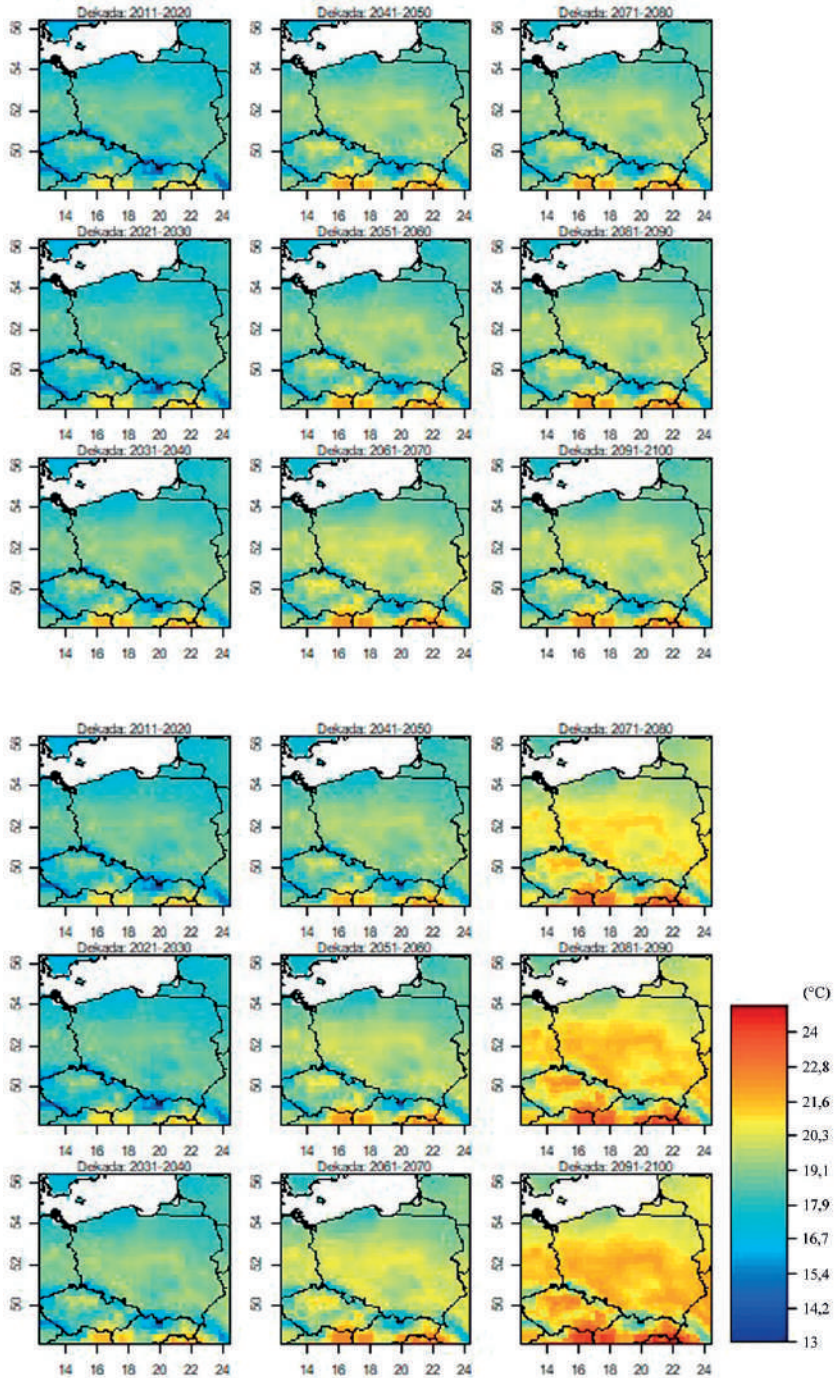
Rys. 1. Prognozowana średnia roczna temperatura maksymalna (T_{max}) uśredniona w dekadach do 2100 r.; prognoza została obliczona na podstawie wiązki modeli klimatu z repozytorium Euro-Cordex, skorygowanej z wykorzystaniem pól temperatury E-OBS, według scenariuszy RCP4.5 (górna plansza) i RCP8.5 (dolna plansza), w rozdzielczości 0,11°



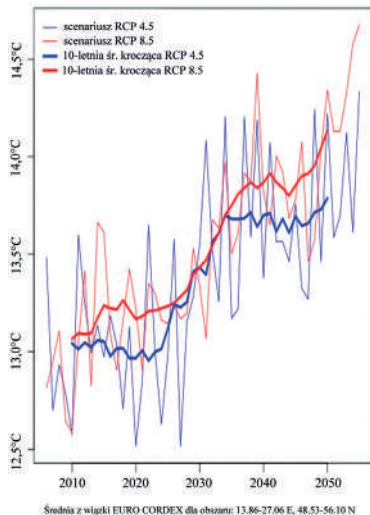
Rys. 2. Prognozowana zmiana liczby dni gorących (z temperaturą maksymalną powyżej 25°C), uśredniona w dekadach do 2100 r.; prognoza została obliczona na podstawie wiązki modeli klimatu z repozytorium Euro-Cordex, skorygowanej z wykorzystaniem pól temperatury E-OBS, według scenariuszy RCP4.5 (górna plansza) i RCP8.5(dolna plansza), w rozdzielczości 0,11°



Rys. 3. Prognozowana zmiana średniej długości trwania fal upałów, uśredniona dla dekad w horyzoncie do 2100 r.; prognoza została obliczona na podstawie wiązki modeli klimatu z repozytorium Euro-Cordex, skorygowanej z wykorzystaniem pól temperatury E-OBS, dla scenariuszy RCP4.5 (górna plansza) i RCP8.5 (dolna plansza), w rozdzielczości 0,11°



Rys. 4. Prognozowana zmiana średniej temperatury w lecie, uśredniona w dekadach do 2100 r.; prognoza została obliczona na podstawie wiązki modeli klimatu z repozytorium Euro-Cordex, skorygowanej z wykorzystaniem pól temperatury E-OBS, według scenariuszy RCP4.5 (górna plansza) i RCP8.5 (dolna plansza), w rozdzielczości 0,11°



Rys. 5. Prognozowana zmiana średniej rocznej maksymalnej temperatury uśrednionej na obszarze Polski, w latach 2006-2055 (kolorem niebieskim oznaczono scenariusz RCP4.5, kolorem czerwonym RCP8.5; cienka łamana linia przedstawia roczne wartości temperatury, linia pogrubiona przedstawia trend obliczony jako dziesięcioletnia średnia krocząca)

Według scenariusza RCP8.5 prognozowane są większe wzrosty uwzględnionych wskaźników. Średnia roczna temperatura maksymalna wzrośnie o około 2-3°C od dekady 2011-2020 do 2090-2100. Liczba dni gorących wzrośnie od 20-60 dni do 50-95 dni do 2100 roku. Długość fal upałów w dekadzie 2011-2020 wyniesie 3-4 dni, a do 2100 r. wzrośnie do 4-6 dni. Prognoza średniej temperatury w sezonie letnim pokazuje wzrost do około 18-22°C w ciągu przyszłych 80 lat.

Scenariusz RCP8.5 prognozuje większe wzrosty badanych charakterystyk termicznych w porównaniu ze scenariuszem RCP4.5. Potwierdza to wcześniejsza analiza oparta na AR5 uzyskiwana dla obszaru Polski [Piniewski i in. 2017]. Porównanie oba scenariuszy wskazuje, że w dziesięcioleciu 2090-2100 średnia roczna temperatura maksymalna ma być wyższa według scenariusza RCP8.5 o około 2°C niż w RCP4.5. Liczba dni gorących jest wyższa o około 10-20, długość fal upałów wydłuży się o około 1-2 dni, a średnia temperatura w sezonie letnim będzie wyższa o około 1-2°C w porównaniu do dziesięciolecia 2090-2100. Wielkość wzrostu zależy od położenia geograficznego danego regionu Polski. Większy wzrost wystąpi w centrum i na zachodzie Polski, natomiast niższy na północy i wschodzie kraju.

Podziękowania

Pracę wykonano w ramach projektu współfinansowanego ze środków pochodzących z Unii Europejskiej z Programu Operacyjnego Infrastruktura i Środowisko, realizowany w Instytucie Ochrony Środowiska – Państwowym Instytucie Badawczym, w ramach Umowy o dofinansowanie nr POIS.02.01.00-00-0007/17- 00 z dnia 18 sierpnia 2017 r. pn. *Baza wiedzy o zmianach klimatu i adaptacji do ich skutków oraz kanałów jej upowszechniania w kontekście zwiększania odporności gospodarki, środowiska i społeczeństwa na zmiany klimatu oraz przeciwdziałania i minimalizowania skutków nadzwyczajnych zagrożeń.*

W pracy wykorzystano symulacje EuroCordex: We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Regional Climate, and the Working Group on Coupled Modelling, former coordinating body of CORDEX and responsible panel for CMIP5. We also thank the climate modelling groups for producing and making available their model output. We also acknowledge the Earth System Grid Federation infrastructure an international effort led by the U.S. Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, the European Network for Earth System Modelling and other partners in the Global Organisation for Earth System Science Portals (GO-ESSP).

W pracy wykorzystano dane E-OBS: We acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project UERRA (<http://www.uerra.eu>) and the Copernicus Climate Change Service, and the data providers in the ECA&D project (<https://www.ecad.eu>).

Literatura

- Brzóska B., Jaczewski A., 2017, Przyszłe zmiany wybranych wskaźników klimatycznych dla Polski na podstawie wyników dynamicznego downscalingu, *Prace Geograficzne*, 149, 7-14, DOI: 10.4467/20833113PG.17.007.6923
- IPCC, 2013, Summary for Policymakers, [w:] *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004
- IPCC, 2018, Summary for Policymakers, [w:] *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*, Intergovernmental Panel on Climate Change, in press
- Jacob D., Petersen J., Eggert B., Alias A., Christensen O.B., Bouwer L.M., Braun A., Colette A., Déqué M., Georgievski G., Georgopoulou E., Gobiet A., Menut L., Nikulin G., Haensler A., Hempelmann N., Jones C., Keuler K., Kovats S., Kröner N., Kotlarski S., Kriegsmann A., Martin E., van Meijgaard E., Moseley C., Pfeifer S., Preuschmann S., Radermacher C., Radtke K., Rechid D., Rounsevell M., Samuelsson P., Somot S., Soussana J.-F., Teichmann C., Valentini R., Vautard R., Weber B., Yiou P., 2014, EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research, *Regional Environmental Change*, 14 (2), 563-578, DOI: 10.1007/s10113-013-0499-2
- Kossowska-Cezak U., 2010, Fale upałów i okresy upalne – metody ich wyróżniania i wyniki zastosowania, *Prace Geograficzne*, 123, 143-149
- Piniewski M., Mezghani A., Szcześniak M., Kundzewicz Z.W., 2017, Regional projections of temperature and precipitation changes: Robustness and uncertainty aspects, *Meteorologische Zeitschrift*, 26 (2), 223-234, DOI: 10.1127/metz/2017/0813
- Strużewska J., Jefimow M., 2016, A 15-year analysis of surface ozone pollution in the context of hot spells episodes over Poland, *Acta Geophysica*, 64 (5), 1875-1902, DOI: 10.1515/acgeo-2016-0067

Wibig J., Fale ciepła i chłodu w środkowej Polsce na przykładzie Łodzi, *Acta Universitatis Lodzianensis. Folia Geographica Physica*, 8, 27-61

Wibig J., Jakusik E. (red.), 2012, *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku południowym*, IMGW-PIB, Warszawa, 283 s.

Streszczenie

W przedstawionej pracy wykonano analizy zmian wybranych wskaźników klimatycznych opisujących zmiany temperatury maksymalnej na obszarze Polski w warunkach przyszłego klimatu. Do symulacji wykorzystano dane projektu EURO-CORDEX, dla których wykonano statystyczny downscaling z wykorzystaniem pakietu statystycznego R, opartego na polach temperatury z repozytorium E-OBS. Symulacje wykonano według dwóch scenariuszy rozwoju: RCP4.5 i RCP8.5. Analizie poddano rozkłady przestrzenne następujących indeksów klimatycznych: średniej rocznej temperatury maksymalnej, liczby dni gorących (z temperaturą maksymalną powyżej 25°C), średniej długości fal upałów (co najmniej 3 kolejne dni z temperaturą maksymalną powyżej 30°C) oraz średniej dobowej temperatury w sezonie letnim. Analiza obejmuje lata od 2011 do 2100, w uśrednieniu kolejnych dziesięcioleci. Obliczone prognozy wiążkowe pokazują systematyczny wzrost średniej rocznej temperatury maksymalnej, jak również wzrost pozostałych wskaźników. Scenariusz RCP8.5 przewiduje wyższy wzrost uwzględnianych indeksów o około 1-2°C niż scenariusz RCP4.5.

Słowa kluczowe

Zmiana klimatu, temperatura maksymalna, fala upałów, RCP, AR5, model klimatu.

Abstract

The scope of this paper covers the analysis of selected climate indicators that describe maximum temperatures. The area of interest is limited to Poland and future climate conditions. Statistical downscaling of temperature fields from the EURO-CORDEX simulations and temperature observation data from the E-OBS database was done using the R software package. Two climate scenarios, RCP4.5 and RCP8.5, were considered. Spatial distribution of the following climate indicators was analyzed: average annual maximum temperature, number of hot days (with a temperature above 25°C), average heatwave length (minimum three consecutive days with maximum temperature above 30°C) and the daily average temperature in the summer season. The analysis covers the period 2011 to 2100, with decadal averaging. Calculated ensemble forecasts show a continuous increase of annual average temperature as well as other climate indicators considered in this work. The RCP8.5 scenario forecasts a higher growth of climate indicators by 1-2°C than RCP4.5.

Keywords

Climate change, maximum temperature, heatwave, RCP, AR5, climate model.

ROZDZIAŁ 3

Warunki hydrologiczne wobec zmian klimatu

CHARAKTERYSTYKI HYDROLOGICZNE MAŁEJ ZLEWNI POŁUDNIOWEGO MAZOWSZA OD POŁOWY XX WIEKU

HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS SINCE THE MID-TWENTIETH CENTURY
OF A SMALL CATCHMENT IN SOUTHERN MAZOVIAN REGION, POLAND

*Ewa KAZNOWSKA, Kazimierz BANASIK, Agnieszka HEJDUK,
Adam KRAJEWSKI, Michał WASILEWICZ, Leszek HEJDUK, Jacek GŁADECKI*

1. Wprowadzenie

Proces ocieplania się klimatu Polski przynosi określone skutki dla gospodarki, rolnictwa, społeczeństwa oraz środowiska, jak również zmiany w charakterze klimatu. Badania Lorenc [2018] wskazują, że od roku 1992 obserwujemy nową cechę klimatu Polski, która objawia się ciepłymi okresami zimowymi i ciepłymi ponad normę okresami wiosennymi (np. wiosna 2018 r.), a także upalnymi i posuszными okresami letnimi, przy tym z występującymi przymrozkami w czasie pełnej wegetacji. Zmianie ulega również struktura opadów w Polsce, polegająca na zaniku opadów ciągłych, jednostajnych i pojawianiu się, głównie na wiosnę i w lecie, opadów ulewnych lub nawalnych. Szczególnie narażone na negatywne skutki przedstawionych zmian klimatu są zasoby wodne. Na deficyt zasobów wodnych w zlewniach rzecznych mają wpływ przede wszystkim wydłużające się okresy bezopadowe i posuszne w cieplej porze roku oraz bezśnieżne, ciepłe zimy. Występowanie suszy zależy zarówno od warunków wilgotnościowych, jak i termicznych [Osuch 2019]. Scenariusze zmian klimatu Polski uzyskane w projekcie KLIMAT zakładają niewielki (5%) wzrost opadów w sezonie zimowym niezależnie od przyjętego scenariusza emisyjnego i horyzontu czasowego (2011-2030, 2081-2100), natomiast scenariusze dla okresu wiosennego, letniego i jesiennego cechuje różnorodność kierunków zmian w zależności od regionu kraju, jak i rodzaju przyjętego scenariusza. Generalnie opady w jesieni ulegną zmniejszeniu, a w lecie w większości kraju wzrosną, natomiast na wiosnę odmienny kierunek zmian ilości opadów przewiduje się na północy kraju (spadek) i na południu (wzrost). W przypadku średniej rocznej temperatury powietrza na terenie praktycznie całego kraju (z wyłączeniem zachodniego pasa pojezierzy i obszarów nadmorskich) przewidywany jest jej wzrost (+1,1°C) we wszystkich analizowanych scenariuszach emisyjnych. Wyższej średniej temperaturze powietrza na terenie Polski mają według prognoz towarzyszyć częstsze opady (wzrost liczby dni z opadem i jego natężenia). Dotychczasowe wyniki projektu „StopSuszy” prezentowane przez Osuch [2019], w którym źródłem symulacji klimatycznych jest inicjatywa CORDEX (ang. *Coordinated Regional Downscaling Experiment Initiative*), a dotyczące wpływu zmian klimatu na zagrożenie suszą w Polsce wskazują, że w długim horyzoncie czasowym

(2071-2100) nastąpi poprawa warunków wilgotnościowych (uzyskano pozytywne trendy wskaźnika opadu SPI12), rozumiana jako spadek występowania susz spowodowanych deficytem opadu. Jednakże nie można zakładać, że opady w przyszłości będą pojawiały się wtedy, kiedy woda będzie najbardziej potrzebna np. w rolnictwie, szczególnie na wiosnę, zwłaszcza że na skutek redukcji pokrywy śnieżnej zwiększa się prawdopodobieństwo susz wiosennych. W ostatniej dekadzie zjawisko dotkliwej w skutki suszy w okresie wegetacyjnym wystąpiło w wielu latach: 2012, 2015, 2016, 2018, 2019, a lata hydrologiczne 2015 i 2016 charakteryzowały się jednymi z najmniejszych wartości rocznego całkowitego odpływu rzekami Polski w okresie 1951-2018, wynoszącymi odpowiednio: $40,8 \text{ km}^3$ w roku 2015 i $41,4 \text{ km}^3$ w roku 2016, przy średniej wieloletniej wynoszącej $58,1 \text{ km}^3$ (wg Biuletynu PSHM za rok 2018¹).

Nasilenie efektu cieplarnianego, wzrost temperatury i towarzyszące zmiany innych charakterystyk klimatu wywołały już istotne zmiany cyklu hydrologicznego i zasobów wodnych, a oczekuje się, że w przyszłości będą one jeszcze większe [Kundzewicz 2014]. Celem pracy jest poznanie wieloletnich charakterystyk hydrologicznych rzeki Zagożdżonki. Wieloletnie obserwacje hydrometeorologiczne z małych zlewni o charakterze naturalnym, jak zlewnia Zagożdżonki, w aspekcie wpływu obserwowanych zmian klimatu na odpływ wody należą do szczególnie cennych. Większość prezentowanych w literaturze badań koncentruje się na większej skali ze względu na dostępność danych. W małych zlewniach analiza czynników wpływających na cykl hydrologiczny jest zwykle bardziej transparentna niż w większych zlewniach, a możliwy wpływ antropopresji łatwiejszy do identyfikacji, co pozwala skupić się wyłącznie na skutkach zmian klimatu na odpływ, pod warunkiem, że w perspektywie długoterminowej dostępne są potrzebne obserwacje [Krajewski i in. 2019]. Przeprowadzone w pracy analizy stanowią kontynuację badań [Banasik i in. 2013; Kaznowska i in. 2015, 2016; Hejduk i in. 2018; Krajewski i in. 2019] nad charakterystykami hydrologicznymi i opadowymi w zlewni rzeki Zagożdżonki i uwzględniają ostatnie monitorowane lata końca drugiej dekady XXI wieku.

2. Materiał i metody badań

2.1. Obszar badań

Zagożdżonka jest lewostronnym dopływem Wisły i uchodzi do niej powyżej Radomki. Zlewnia rzeki Zagożdżonki położona jest na Nizinie Mazowieckiej, a jej górna część stanowi zlewnię badawczą Katedry Inżynierii Wodnej i Geologii Stosowanej SGGW w Warszawie. Systematyczne pomiary hydrologiczne rozpoczęto od lipca 1962 r. w profilu wodowskazowym Płachty Stare (rys. 1a), który zamyka zlewnię powierzchnią $82,4 \text{ km}^2$. Od roku 1980 badania prowadzone są także w profilu Czarna ($A = 23,4 \text{ km}^2$). W roku 1991 rozpoczęto modernizację zdewastowanego jazu młyńskiego na stanowisku pomiarowym w Czarnej (rys. 1b), które wyposażono w aparaturę do automatycznych pomiarów hydrometeorologicznych. System obejmuje czujniki zainstalowane w przekroju pomiarowym rzeki bezpośrednio powyżej przelewu oraz w stanowisku badawczym

¹ <https://ewater.org.au/archive/crcch/archive/pubs/1000140.html>

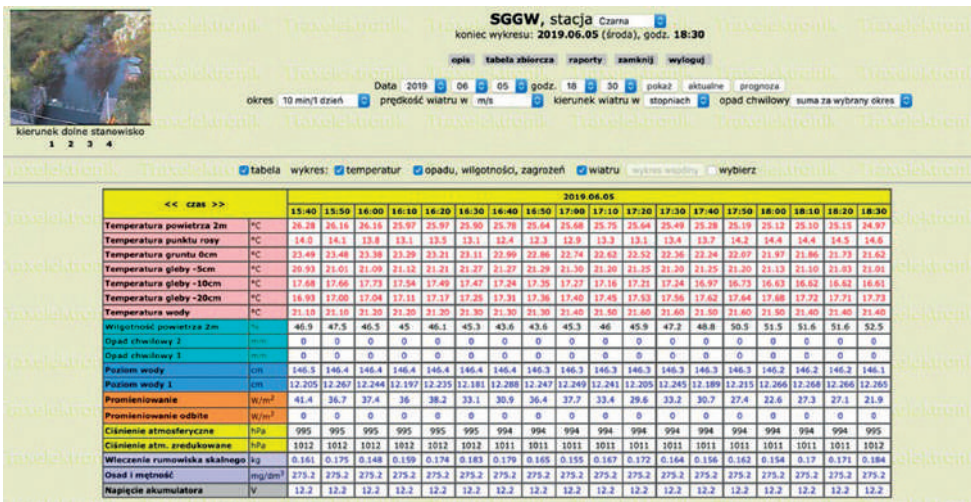


a)



b)

Rys. 1. Profil pomiarowy Czarna (a); profil pomiarowy Płachty Stare (b) w lipcu 2015 r.



Rys. 2. Tabela pomiarów na stanowisku w Czarnej z dnia 5 czerwca 2019 r.

do pomiaru wleczenia rumowiska, a także czujniki i urządzenia pomiarowe umieszczone w założonym w pobliżu ogródka meteorologicznym. Od kilku lat dane z rejestratora na stacji pomiarowej w Czarnej, dotyczące wybranych wskaźników, są umieszczone na stronie internetowej firmy Trax w systemie on-line, równocześnie z podglądem wodowskazu oraz stanowiska dolnego za pośrednictwem kamer (rys. 2).

Zlewnia rzeki Zagożdżonki ma charakter nizinny [Ciepielowski 1995] – średni spadek podłużny rzeki do profilu Płachty Stare wynosi 2,5%, natomiast spadki pozostałych cieków nie przekraczają 3,5% [Poppek i in. 2008]. W zlewni przeważają gleby piaszczyste. Gleby charakteryzują się wadliwymi stosunkami wilgotnościowymi, które w okresie wiosennym są nadmiernie uwilgotnione, natomiast w okresie letnim i jesiennym są stale za suche [Hejduk, Igras 2011]. Od początku okresu obserwacji zlewni po profil Płachty Stare była użytkowana głównie rolniczo, a lasy stanowiły ponad 40%. W latach 80. XX wieku grunty orne stanowiły 48% zlewni, pastwiska 11%, a lasy zajmowały 41% [Banasiak 1994]. Z biegiem lat na skutek zmian społecznych

i gospodarczych zmniejszyła się w sposób znaczny powierzchnia użytków rolnych, która w roku 2015 wyniosła 37%, natomiast przybyło obszarów zalesionych (lasy, zadrzewienia) zajmujących ponad 60% powierzchni zlewni [Wasilewicz i in. 2018].

2.2. Charakterystyka opadu, temperatury i odpływu

Badania prowadzone w zlewni rzeki Zagożdżonki dotyczą ostatnich 56 lat i obejmują okres 1963-2018. Uwzględnione w pracy dane opadowe pochodzą z ogródka meteorologicznego Katedry, położonego w obrębie stacji pomiarowej w Czarnej, z okresu 1982-2018, natomiast z lat wcześniejszych pochodzą z oddalonego o około 13 km (od Czarnej) posterunku opadowego IMGW-PIB w Zwoleniu. Badaniami objęto miesięczne, półroczne i roczne sumy opadów oraz liczbę dni z opadem nie mniejszym niż 0,1 mm, w ujęciu lat hydrologicznych. Klasyfikację lat przeprowadzono na podstawie rocznych sum opadów wyrażonych w procentach średniej sumy wieloletniej (normy) według kryterium Kaczorowskiej [1962], natomiast klasyfikację miesięcy według kryterium Tomaszewskiej [1994] i Bochenek [2012] (tab. 1).

Obserwacje dotyczące grubości pokrywy śnieżnej i liczby dni z jej zaleganiem, rejestrowane są od 2003 roku i pochodzą z profilu Czarna. Wielkość trendu średniej rocznej temperatury powietrza uzyskano z oddalonej od zlewni o około 35 km stacji pomiarowej Puławy IMGW-PIB.

Analiza zmienności odpływu w wieloleciu 1963-2018 została oparta na charakterystyce miary względnej odpływu, zwanej warstwą odpływu (H) oraz na przepływach charakterystycznych (NQ, SQ, WQ), wyznaczonych w profilu Płachty Stare. Charakterystyki wezbrań i niżówek (czas trwania i objętość wezbrania/objętość deficytu niżówki) pozyskano z hydrogramów dobowych przepływów. Szczegółowy opis zastosowanej metodyki wyznaczania parametrów wezbrań i niżówek znajduje się w pracy Kaznowskiej i in. [2015].

Ocenę tendencji zmian wyznaczonych charakterystyk opadu, temperatury, odpływu oraz zsumowanych parametrów niżówek i wezbrań w poszczególnych latach rozpatrywanego wielolecia oparto na analizie istotności statystycznej trendu, za pomocą testu Manna-Kendalla dla poziomu istotności $\alpha = 0,05$, przy użyciu programu Trend².

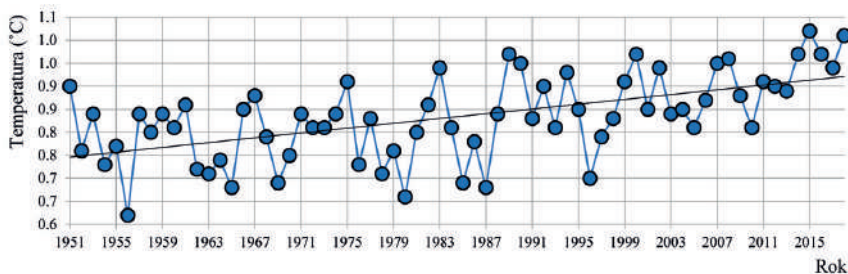
Tabela 1. Kryteria klasyfikacji miesięcznych sum opadów atmosferycznych wg Tomaszewskiej [1992] dla miesięcy suchych i wg Bochenek [2012] dla miesięcy wilgotnych

Charakterystyka miesiąca	Suma opadów w % normy
skrajnie suchy	< 25
bardzo suchy	25-49
suchy	50-75
przeciętny	76-127
wilgotny	125-149
bardzo wilgotny	150-200
skrajnie wilgotny	> 200

² <https://toolkit.ewater.org.au/trend>

3. Wyniki badań

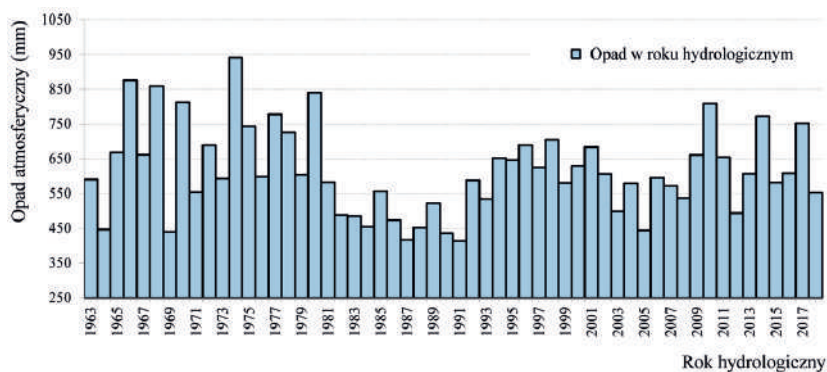
Zagożdżonka położona jest na Nizinie Mazowieckiej, należącej do najbardziej posusznych regionów kraju, z długimi ciągami dni bez opadów i ujemnymi wartościami klimatycznego bilansu wodnego. Według raportów IUNG-Puławy, szczególnie w ostatnich latach, wiosną i wczesnym latem wartości klimatycznego bilansu wodnego (KBW) są coraz mniejsze, co oznacza, że występujące okresy suszy są coraz bardziej dotkliwe. Analiza średniej rocznej temperatury powietrza na stacji Puławy (rys. 3) wyraźnie wskazuje na jej wzrost, co koresponduje z wynikami dotyczącymi Polski [Krajewski i in. 2019]. Szczególnie ciepłe, anomalnie ciepłe a nawet ekstremalnie ciepłe są ostatnie lata drugiej dekady XXI w., według klasyfikacji termicznej Lorenc na wielu referencyjnych stacjach meteorologicznych w Polsce (Biuletyn PSHM 2018).



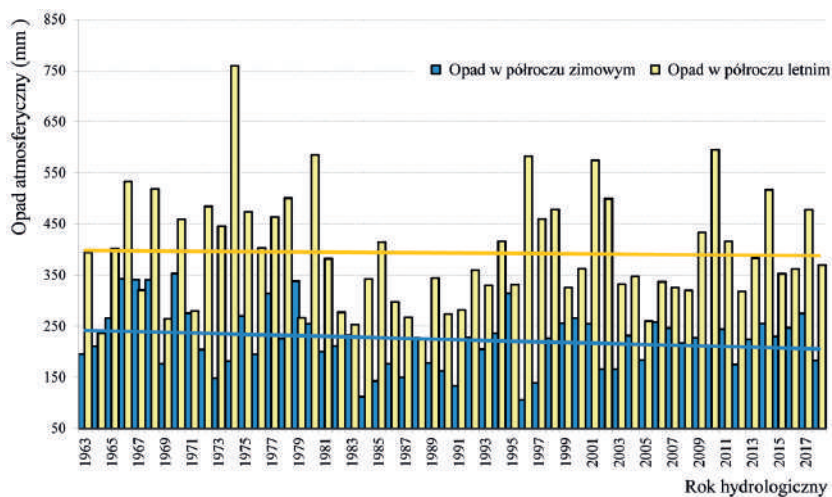
Rys. 3. Średnia roczna temperatura powietrza w Puławach dla okresu 1951-2018 (trend rosnący)

Wzrost temperatury uruchamia szereg sprzężeń zwrotnych, polegających na wzroście parowania, kondensacji pary wodnej i tworzeniu się chmur konwekcyjnych [Matuszko, Piotrowicz 2018]. Jednakże z oceny wieloletniej serii danych pomiarowych (1963-2018) dotyczących rocznych i półrocznych sum opadów w zlewni Zagożdżonki wynika, że nie ma istotnych statystycznie zmian w ich przebiegu (rys. 4, 5). Podobne wnioski znajdziemy w publikacjach innych badaczy, a szczególnie w pracy Czarneckiej i Nidzgorskiej-Lencewicz [2012], które obejmowały 38 stacji meteorologicznych IMGW-PIB. W przypadku liczby dni z opadem $>0,1$ mm w zlewni Zagożdżonki możemy zauważyć jedynie niewielki jej wzrost, jednak nieistotny statystycznie oraz wyraźną okresowość (rys. 6), zgodną z przebiegiem rocznych sum opadów. Interesujące spostrzeżenia jednak można poczynić, rozpatrując nie roczne czy półroczne, ale miesięczne sumy opadów w stosunku do normy wieloletniej (tab. 2). W ostatniej dekadzie można zauważyć częstsze występowanie lat o dużym zróżnicowaniu miesięcy pod względem sumy opadów. Częściej występują lata, w których miesiącom skrajnie suchym i bardzo suchym towarzyszą miesiące skrajnie wilgotne i bardzo wilgotne, co potwierdza dużą zmienność poszczególnych elementów klimatu i niewątpliwie jest skutkiem obserwowanej zmiany w strukturze opadów.

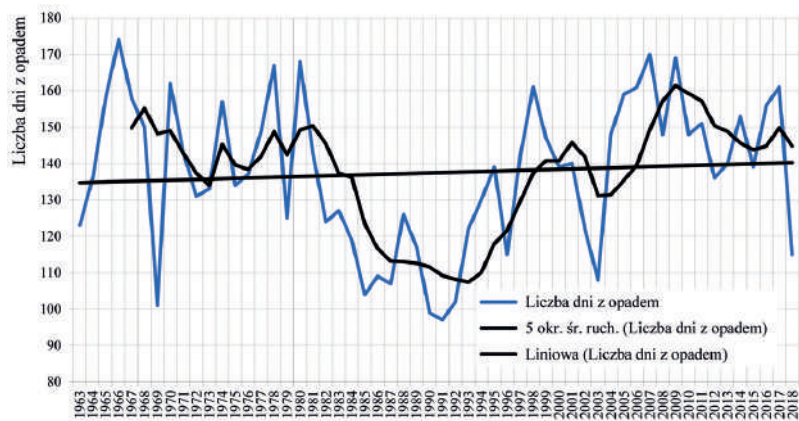
W zlewni rzeki Zagożdżonki opady rozkładają się nierównomiernie w ciągu roku hydrologicznego. Średnie miesięczne sumy opadów w półroczu letnim znacznie przewyższają ilość opadów w półroczu zimowym [Kaznowska i in. 2016], w którym występują w postaci zarówno deszczu jak i śniegu lub deszczu ze śniegiem. Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną w profilu Czarna wynosi



Rys. 4. Rozkład rocznych sum opadów w zlewni rzeki Zagożdżonki po profil Płachty Stare w okresie 1963-2018



Rys. 5. Rozkład półrocznych sum opadów, w zlewni rzeki Zagożdżonki po profil Płachty Stare w latach 1963-2018, z trendami sum opadów dla półroczy










Rys. 6. Liczba dni z opadem w wieloleciu 1963-2018 w zlewni Zagożdżonki

Tabela 2. Klasyfikacja miesięcy i lat w zlewni rzeki Zagożdżonki w oparciu o procentowy udział miesięcznych i rocznych sum opadów w stosunku do norm wieloletnich

Rok	Miesiące											XI-X	
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		X
1963													
1964													
1965													
1966													
1967													
1968													
1969													
1970													
1971													
1972													
1973													
1974													
1975													
1976													
1977													
1978													
1979													
1980													
1981													
1982													
1983													
1984													
1985													
1986													
1987													
1988													
1989													
1990													
1991													
1992													
1993													
1994													
1995													
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
2003													
2004													
2005													
2006													
2007													
2008													
2009													
2010													
2011													
2012													
2013													
2014													
2015													
2016													
2017													
2018													

Oznaczenia dla miesięcy i lat

s. wilgotny		b. wilgotny		wilgotny	
s. suchy		b. suchy		suchy	
przeciętny					

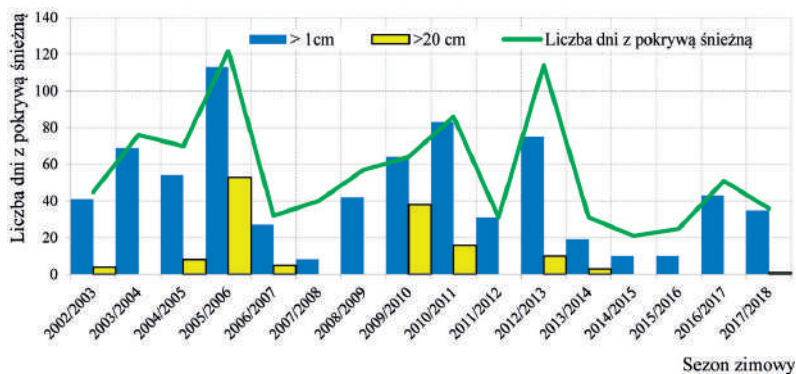
około 60 dni [Hejduk, Hejduk 2014]. Badania zalegania pokrywy śnieżnej prowadzone od roku 2003 pokazują widoczny spadek całkowitej liczby dni z pokrywą śnieżną w półroczu zimowym oraz spadek liczby dni z pokrywą grubą (>20 cm), a w latach hydrologicznych 2004, 2008, 2009, 2012, 2015, 2016, 2017, 2018 gruba pokrywa śnieżna nie pojawiła się wcale (rys. 7). Zimy w większości wymienionych lat charakteryzowały się średnią temperaturą powietrza powyżej 0°C [Kaznowska i in. 2016].

W zlewni Zagożdżonki, mimo braku widocznych zmian średniej rocznej sumy opadów w wieloleciu 1963-2018, widać wyraźny proces zmniejszania się odpływu ze zlewni (rys. 8) w profilu Płachty Stare. Maleją wielkości rocznych przepływów niskich i średnich (rys. 9), a zmiany te są istotne statystycznie (tab. 3). Analizując wyniki szacowania tendencji i intensywności zmian średniego rocznego odpływu w skali kraju jak i poszczególnych województw w projekcie KLIMADA [Osuch, Romanowicz 2014] należy stwierdzić, że uzyskany kierunek zmian w zlewni Zagożdżonki jest zgodny z prognozami uzyskanymi dla województwa mazowieckiego. W okresie 2021-2050 w stosunku do okresu referencyjnego prognozowany jest spadek wartości SSQ o 22%, a wraz z upływem czasu zmiany te mają być coraz szybsze, gdyż w drugim okresie zmienionego klimatu jest prognozowany spadek SSQ o prawie 50%.

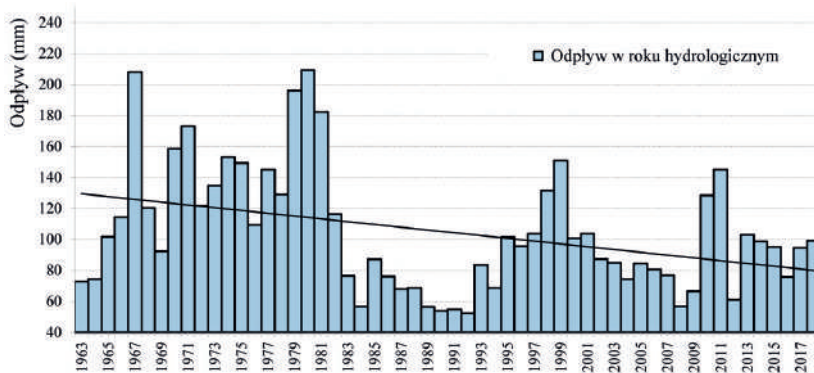
Rozpatrując w wieloleciu 1963-2018 przebieg przepływów minimalnych rocznych (NQ) na rysunku 9 można zauważyć, że w latach 2013, 2015 i 2017 wartości te były wyjątkowo małe i zbliżone do przepływu minimalnego w roku 1992, który charakteryzował się katastrofalną suszą na znacznym obszarze kraju. Należy zaznaczyć, że w roku 2017 przepływ NQ osiągnął dotychczas najniższą notowaną wartość w wieloleciu 1963-2018, a która wyniosła $0,021 \text{ (m}^3\text{s}^{-1}\text{)}$, w profilu Płachty Stare i była niższa od dotychczasowego najniższego w wieloleciu przepływu z roku 2015. Niżówka wód powierzchniowych (odcięta przepływem granicznym SNQ), która charakteryzowała się tak niskim przepływem, nie była długotrwała, ale wyjątkowo intensywna, gdyż jej intensywność była dwukrotnie większa od średniej [Kaznowska, Banasik 2009] wyznaczonej w okresie wieloletnim. Mimo tak niskiego przepływu w Zagożdżonce rok hydrologiczny 2017 należał do lat mokrych, podobnie jak rok 2015, który pod względem rocznej sumy opadów w stosunku do średniej wieloletniej traktowanej jako norma, należał do lat przeciętnych, mimo długotrwałej suszy na znacznym obszarze kraju. Odpowiedzi na pytanie o przyczynę niepokojącego dla środowiska i gospodarki

Tabela 3. Analiza istotności trendów wybranych charakterystyk w okresie 1963-2018 testem Manna-Kendalla

Okres 1963-2018	Poziom istotności $\alpha = 0,05$
Opad roczny (mm)	brak trendu
Opad półrocza letniego (mm)	brak trendu
Opad półrocza zimowego (mm)	brak trendu
Liczba dni z opadem $\geq 0,1$ (mm)	brak trendu
Roczna warstwa odpływu H (mm)	trend malejący
Przepływ minimalny roczny NQ (m^3s^{-1})	trend malejący
Średni roczny przepływ SQ (m^3s^{-1})	trend malejący
Średni przepływ SQ z XI-IV (m^3s^{-1})	trend malejący
Średni przepływ SQ z V-X (m^3s^{-1})	brak trendu
Liczba dni z wezbraniem w roku	trend malejący
Średnia roczna temperatura powietrza T ($^{\circ}\text{C}$)	trend rosnący
Liczba dni z niżówką w rok	trend rosnący
Liczba dni z wezbraniem w XI-IV	brak trendu
Liczba dni z wezbraniem w V-X	brak trendu
Suma deficytu niżówek w V-X (tys. m^3)	trend rosnący
Suma objętości wezbrań w roku (tys. m^3)	brak trendu
Suma objętości wezbrań w XI-IV (tys. m^3)	trend malejący



Rys. 7. Liczba dni z pokrywą śnieżną w profilu Czarna

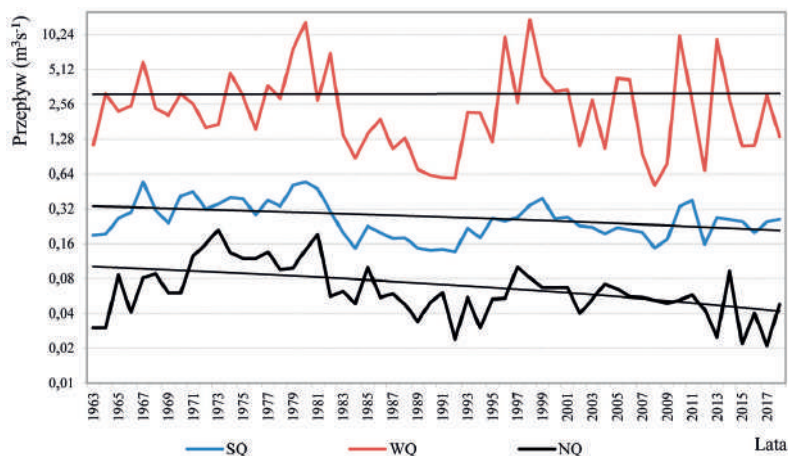


Rys. 8. Odpływ w zlewni Zagożdżonki w okresie 1963-2018 (trend malejący)

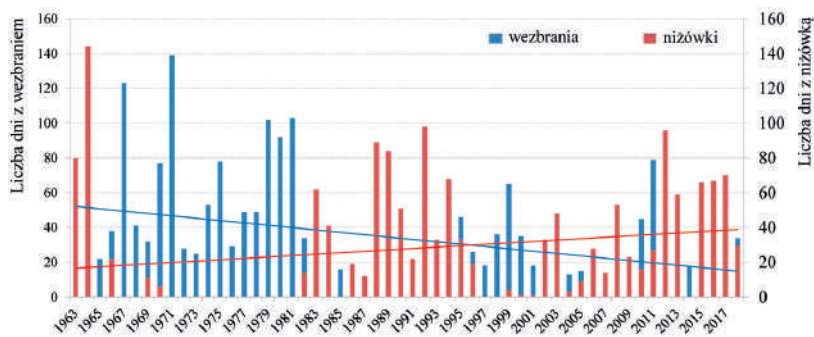
rolniczej zmniejszania się wartości odpływu ze zlewni Zagożdżonki należy szukać w zmianach użytkowania zlewni, w antropopresji, w zwiększonej wielkości parowania, w ciepłych i mało śnieżnych zimach oraz w zmianie struktury opadów. Dotychczasowe wstępne badania [Kaznowska, Banasik 2009] wskazywały, że na rozmiar niżówek w zlewni Zagożdżonki większy wpływ mają warunki fizycznogeograficzne (retencyjność zlewni) niż klimatyczne. Liczba dni z niżówką i z wezbraniem w wieloleciu 1963-2018 w Płachtach Starych wyraźnie wykazuje dwie przeciwstawne tendencje istotne statystycznie: malejącą liczbę dni z przepływami wezbraniowymi i wzrost liczby dni z przepływami niżówkowymi (rys. 10). Taki sam kierunek zmian dotyczy zsumowanych objętości deficytów niżówek i objętości wezbrań w poszczególnych latach rozpatrywanego wielolecia, w którym to rozmiar wezbrań maleje, a wzrasta zjawisko niżówki wód powierzchniowych.

4. Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań w Zakładzie Inżynierii Wodnej i Geologii Stosowanej SGGW dotyczących charakterystyk odpływu i opadu w górnej części zlewni rzeki Zagożdżonki, wynikają następujące wnioski:



Rys. 9. Przebieg przepływów rocznych WQ, SQ, NQ w wieloleciu 1963-2018 w Płachtach Starych



Rys. 10. Liczba dni z wezbraniem i niżówką w okresie 1963-2018, Płachty Stare

- wieloletnie badania hydrologiczne w profilu Płachty Stare wskazują na zmniejszanie się zasobów wodnych zlewni przy braku statystycznie istotnych zmian w przebiegu rocznych i półrocznych sum opadów oraz liczby dni z opadem;
- istotnemu zmniejszeniu ulegają średnie roczne przepływy i średnie przepływy z półroczy zimowych oraz przepływy minimalne;
- obserwuje się wzrost liczby dni z przepływami niżówkowymi oraz wzrost sumy objętości deficytów przepływów niżówkowych przy równoczesnym zmniejszeniu się objętości wezbrań w półroczu zimowym i liczby dni z wezbraniem;
- maleje liczba dni z pokrywą śnieżną, zwłaszcza o grubości powyżej 20 cm oraz bardzo wyraźnie wzrasta średnia roczna temperatura powietrza.

Literatura

Banasik K., 1994, Model sedymentogramu wezbrania opadowego w małej zlewni rolniczej, Rozprawy Naukowe i Monografie. SGGW, 191, 120 s.

- Banasik K., Hejduk L., Hejduk A., Kaznowska E., Banasik J., Byczkowski A., 2013, Wieloletnia zmienność odpływu z małej zlewni rzecznej w regionie Puszczy Koziennickiej, *Sylwan*, 157 (8), 578-586
- Bochenek W., 2012, Ocena zmian warunków opadowych na stacji naukowo-badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku w okresie 40 lat obserwacji (1971-2010) i ich wpływ na zmienność odpływu wody ze zlewni Bystrzanki, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 12 (2), 29-44
- Ciepielowski A. (red.), 1995, *Metodyka zagospodarowania zasobów wodnych w małych zlewniach rzecznych*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa, 152 s.
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., 2012, Wieloletnia zmienność sezonowych opadów w Polsce, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 12 (2), 45-60
- Hejduk A., Hejduk L., 2014, Thermal and snow conditions of winters and winter foods on example of Zagożdżonka River *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW. Land Reclamation*, 46 (1), 3-15
- Hejduk L., Igras J. (red.), 2011, *Dobre praktyki ochrony zlewni rzecznych w świetle Dyrektywy Azotanowej i innych standardów Unii Europejskiej*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa, 123 s.
- Hejduk A., Kaznowska E., Hejduk L., Gładecki J., 2018, Reżim opadów i przepływów w zlewni rzeki Zagożdżonki po profile Płachty Stare i Czarna, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 18 (1), 37-55
- Kaczorowska Z., 1962, Najsuchsze i najwilgotniejsze pory roku w Polsce w okresie 1900-1959, *Przegląd Geofizyczny*, 7 (3), 175-183
- Kaznowska E., Banasik K., 2009, Ocena intensywności niżówek rzecznych w małej zlewni rolniczej Niziny Mazowieckiej w ostatnich 45 latach, *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiecus*, 8 (3-4), 5-16
- Kaznowska E., Banasik K., Hejduk A., Hejduk L., 2016, Zasoby wodne małej zlewni Niziny Mazowieckiej, [w:] *Innowacyjne metody gospodarowania zasobami wodnymi w rolnictwie*, W. Dembek, J. Kuś, M. Wiatkowski, G. Żurek (red.), Centrum Doradztwa Rolniczego w Brwinowie, 91-103
- Kaznowska E., Hejduk A., Hejduk L., 2015, Charakterystyka występowania wezbrań i niżówek w małej zlewni Niziny Mazowieckiej, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 15 (3), 45-59
- Krajewski A., Sikorska-Senoner A.E., Ranzi R., Banasik K., 2019, Long-term changes of hydrological variables in a small lowland watershed in Central Poland, *Water*, 11 (3), DOI: 10.3390/w11030564
- Kundzewicz Z., 2014, Konsekwencje zmian klimatu dla zasobów wodnych, [w:] *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*, K. Banasik, L. Hejduk, E. Kaznowska (red.), *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, XX, 7-16
- Lorenc H., 2018, Z życia Towarzystwa: konferencja Współczesne problemy klimatu Polski (maj/czerwiec 2019), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1-2), 170-171
- Matuszko D., Piotrowicz K., 2018, Związek usłonecznienia i temperatury powietrza na podstawie wieloletniej serii klimatologicznej w Krakowie (1884-2016), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1-2), 15-30
- Osuch M., 2019, Zmiany klimatu a zagrożenie suszą w Polsce, Konferencja Projektu „StopSuszy”, Warszawa, 22 marca 2019
- Osuch M., Romanowicz R., 2014, Ocena wpływu zmian klimatu na zasoby wodne – wyniki z projektu KLIMADA, [w:] *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*, K. Banasik, L. Hejduk, E. Kaznowska (red.), *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, XX, 201-212
- Popek Z., Banasik K., Hejduk L., 2008, Wyniki badań transportu rumowiska rzecznej w korycie rzeki Zagożdżonki, *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 17 (4), 42-48

Wasilewicz, M.; Hejduk, A.; Kaznowska, E.; Glegoła, M., 2018, Zmiany użytkowania małej zlewni nizinnej w ostatnich 45 latach w kontekście obserwowanych wieloletnich zmian odpływu, II Krajowy Kongres Hydrologiczny, SGGW, Warszawa, 21 września 2018 r.

Tomaszewska T., 1994, Susze atmosferyczne na przestrzeni ostatniego czterdziestolecia, Materiały konferencyjne: XXV Zjazd Agrometeorologów, Olsztyn-Mierki, 27-29.09.1994, Wydawnictwo ART, Olsztyn, 169-178

Streszczenie

Celem pracy jest analiza wieloletnich charakterystyk hydrologicznych w zlewni rzeki Zagożdżonki na Nizinie Mazowieckiej. Zlewnia tej rzeki stanowi zlewnię badawczą Katedry Inżynierii Wodnej i Geologii Stosowanej SGGW w Warszawie, w której pomiary hydrometeorologiczne prowadzone są od lipca 1962 roku. Obserwacje hydrometeorologiczne prowadzone w tak małej skali są szczególnie cenne, zwłaszcza w aspekcie wpływu zmian klimatu na odpływ wody ze zlewni niezurbanizowanej. Przeprowadzone w pracy analizy stanowią kontynuację badań nad charakterystykami hydrologicznymi i opadowymi w zlewni rzeki Zagożdżonki i uwzględniają ostatnie monitorowane lata końca drugiej dekady XXI wieku. Ocenę tendencji zmian charakterystyk przepływu i opadu oparto na analizie istotności statystycznej trendu za pomocą nieparametrycznego testu Manna-Kendalla. Badania wykazały wyraźną dominację łagodnych zim i spadek liczby dni z pokrywą śnieżną oraz wzrost temperatury powietrza. Stwierdzono występowanie istotnego trendu malejącego rocznego odpływu rzecznoego, intensyfikację parametrów zjawiska niżówki przy jednoczesnym zmniejszeniu się objętości wezbrań w półroczu zimowym. Uzyskane wyniki wskazują na zmniejszanie się zasobów wodnych zlewni przy braku statystycznie istotnych zmian w przebiegu charakterystyk opadów.

Słowa kluczowe

Zmiany klimatu, susza, wezbranie, mała zlewnia, Zagożdżonka, pokrywa śnieżna, trend.

Summary

The study aims is to analyze long-term hydrological characteristics in a small catchment of the Zagożdżonka River, located in the Mazowiecka Lowland. Warsaw University of Life Sciences-SGGW, Department of Water Engineering and Applied Geology developed and manages the hydrometeorological monitoring at the Zagożdżonka River. The investigation is lasting since 1962 when the first equipment has been installed.

Long-term hydrometeorological observations (until the end of the second decade of the twenty-first century) carried out in such a local scale are valuable, especially in the climate changes context. It is observed that the outflow from even such a small, non-urbanized catchment is decreasing. The trend assessment of flow and precipitation characteristics was based on the non-parametric Mann-Kendall test. Meteorological studies have shown a clear dominance of mild winters manifested in decreasing of the day number with snow cover and air temperature increases. For the annual river outflow, there was observed a statistically significant decreasing trend. The flood volume in the winter half-year also decreased with a simultaneous increase in the low flow parameters. Water resources of the Zagożdżonka catchment area decreased in the absence of statistically significant changes in precipitation characteristics.

Key words

Climate change, drought, flood, small catchment, Zagożdżonka, snow cover, trend.

WYJĄTKOWOŚĆ HYDROMETEOROLOGICZNA LAT 2017 I 2018 W WOJEWÓDZTWIE ZACHODNIOPOMORSKIM NA TLE ZMIENIAJĄCEGO SIĘ KLIMATU

HYDROMETEOROLOGICAL UNIQUENESS OF THE YEARS 2017 AND 2018
IN THE WEST POMERANIAN VOIVODESHIP ON THE BACKGROUND
OF CHANGING CLIMATE

Małgorzata ŚWIĄTEK, Szymon WALCZAKIEWICZ

1. Wprowadzenie

Rok hydrologiczny 2018 (od 1 XI 2017 r. do 31 X 2018 r.) był w całej Polsce okresem o wyjątkowo wysokiej temperaturze powietrza i jednocześnie niskiej sumie opadów. Sprzyjało to występowaniu niebezpiecznej suszy na terenie kraju. Wcześniejszy rok hydrologiczny 2017 był natomiast wyjątkowo wilgotny. Celem pracy jest weryfikacja hipotezy o nietypowości pod względem temperatury powietrza oraz sumy opadów atmosferycznych i częstości ich występowania lat hydrologicznych 2017 i 2018 w województwie zachodniopomorskim na tle danych z wielolecia 1951-2018 (XI 1950 – X 2018). Zbadano ponadto wpływ zmienności zasilania warunkowany sumą opadów i wielkością parowania (zależną od temperatury powietrza) na zmienność przepływów rzecznych.

Województwo zachodniopomorskie jest obszarem o stosunkowo niedużym stopniu zagrożenia zarówno niedoborem, jak i nadmiarem wody. Wpływa na to wysoka retencja powierzchniowa związana z dużą powierzchnią naturalnych zbiorników retencyjnych (jezior i zalewów – Szczecińskiego i Kamieńskiego), obszarów podmokłych oraz retencyjno-ewaporacyjnych zagłębień bezodpływowych. Retencji wody sprzyja również lesistość należąca do najwyższych w kraju (czwarte miejsce w kraju pod tym względem po województwach lubuskim, pomorskim i podkarpackim¹). Retencja powierzchniowa oraz mniej więcej równomierny rozkład opadów w ciągu roku, a także śródziemne roztopty związane z dominującymi dodatnimi wartościami temperatury nawet zimą, sprawiają, że zmienność przepływów rzecznych na terenie województwa jest mniejsza niż w pozostałej części Polski [Borówka 2002].

Województwo zachodniopomorskie cechuje sucha wiosna, zwłaszcza na wybrzeżu i w części południowej oraz bardziej wilgotna jesień i zima [Kirschenstein, Baranowski 2004; Koźmiński i in. 2012], świadczące o oceanicznym typie klimatu [Kirschenstein 2007]. Wiosną mogą więc występować niedobory wody, głównie do celów rolniczych.

¹ wg <http://www.lasy.gov.pl>

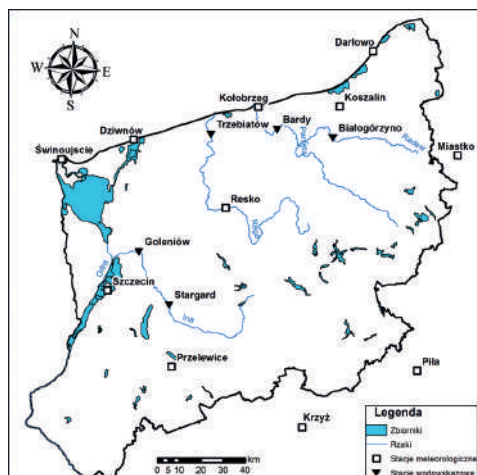
W półroczu chłodnym jest przede wszystkim stosunkowo dużo dni z opadem [Świątek 2009, 2010], co według badań stanowi lepszy miernik zasobów wodnych w glebie niż sama suma opadów [Żyromski 2001]. Ukształtowanie terenu oraz częste przechodzenie niżów barycznych i frontów atmosferycznych wzdłuż wybrzeża [Kozuchowski 2011] w przeszłości ograniczały niedobory opadów na Pomorzu Zachodnim. Jednakże prowadzone badania wykazują i prognozują wzrost temperatury powietrza [Filipiak 2004; Gregorczyk, Michalska 2011] przy jednoczesnym braku zmian sum opadów [Żmudzka 2002; Rowell 2005; Tylkowski 2013] ewentualnie z wyjątkiem marca, kiedy sumy nieznacznie wzrastają [Świątek 2009; Kirschenstein 2011]. Niektóre starsze analizy prognozowały nawet spadek sumy opadów, z wyjątkiem opadów jesiennych, które prawdopodobnie będą wzrastać [Miętus 1996]. Na wzrost temperatury wpływają zarówno czynniki antropogeniczne, jak i naturalne [Boryczka, Stopa-Boryczka 2004]. Przy tego typu zmianach klimatycznych, bardzo ważne jest równoważenie zwiększonego parowania przez wzrost opadów, nie tylko pod względem sumy, ale również frekwencji, zwłaszcza opadów długotrwałych i mało intensywnych, dobrze uzupełniających zasoby wody w zlewniach. Niestety, wzrostowi zawartości pary wodnej w troposferze (wzrost o 3,5% przy wzroście przypowierzchniowej temperatury powietrza o każde 0,5°C) zasadniczo nie towarzyszy wzrost frekwencji opadów atmosferycznych i czasu ich trwania, ale wzrost liczby przypadków ekstremalnie intensywnych opadów [Christensen, Christensen 2004; Sillman, Roeckner 2008; IPCC 2013] oraz długotrwałych ciągów bezopadowych powodujących wzrost zapotrzebowania na wodę w rolnictwie oraz zmniejszenie przepuszczalności i zdolności retencjonowania wody [Łabędzki 2009]. Brak wzrostu sumy opadów przyczynia się do wzrostu zagrożenia suszą i konieczności adaptacji, m.in. rolnictwa do zmian klimatu [Czarnecka i in. 2010].

Wahania temperatury powietrza oraz sumy opadów atmosferycznych wpływają na zmienność wielkości przepływów rzecznych. W północno-zachodniej Polsce silniej na przepływy wpływa zmienność opadów [Świątek 2017]. Zmiany klimatyczne powodują wzrost częstości i intensywności zarówno przepływów niżówkowych [Osuch i in. 2018], jak i podwyższonych, powodziowych [Osuch i in. 2016], przy czym zmiany te dotyczą przede wszystkim zlewni typowo nizinnych [Meresa i in. 2016]. W związku z tym badanie wpływu nietypowych zdarzeń klimatycznych (takich jak wilgotny rok hydrologiczny 2017 i suchy 2018) na zmienność przepływów rzecznych na terenach nizinnych jest szczególnie istotne i ma znaczenie zarówno przyrodnicze, jak i gospodarcze.

2. Materiały i metody opracowania

W pracy wykorzystano następujące materiały źródłowe:

- dobową temperaturę powietrza i sumę opadów atmosferycznych z lat hydrologicznych 2017 i 2018 ze stacji: Przelewice, Dziwnów Darłowo, Kołobrzeg, Koszalin, Szczecin, Świnoujście i Resko, dodatkowo do wykonania map wykorzystano dane ze stacji Krzyż, Piła i Miastko;
- dobową temperaturę powietrza i sumę opadów z lat hydrologicznych 1981-2010 z wymienionych stacji, które posłużyły do wyznaczenia średnich wieloletnich;



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych i wodowskazowych w województwie zachodniopomorskim

- dobowe wartości przepływów rzecznych z lat hydrologicznych 2017 i 2018 z wodowskazów na Inie (posterunki Stargard i Goleniów), Parsęcie (Bardsy), Radwi (Białogórzyno) i Redze (Trzebiatów);
- dobowe wartości przepływów rzecznych z lat hydrologicznych 1981-2010 z wymienionych posterunków wodowskazowych.

Źródłem pochodzenia danych jest Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. Dane te zostały przetworzone stosownie do wymogów niniejszego opracowania. Poza analizą temperatury i opadów zbadano również wpływ wyjątkowo wilgotnego roku 2017 i wyjątkowo suchego 2018 r. na zmienność przepływów rzecznych na wybranych posterunkach wodowskazowych zlokalizowanych na rzekach Przymorza oraz Pojezierza Pomorskiego, przepływających przez województwo zachodniopomorskie. Wodowskazy dobrano tak, by na stany wody ani wielkości przepływów nie wpływały cofki odmorskie ani retencja naturalnych zbiorników wodnych.

Na podstawie dobowych wartości temperatury powietrza, sumy opadów atmosferycznych i przepływów rzecznych obliczono wieloletnie wartości średnie miesięczne. Następnie odniesiono średnie miesięczne, półroczne (półrocze ciepłe) i roczne z lat hydrologicznych 2017 i 2018 (liczonych od listopada roku kalendarzowego poprzedzającego dany rok do października danego roku) do średnich wieloletnich z lat hydrologicznych 1981-2010. Dla usprawnienia prezentacji analiz obliczono i zaprezentowano średnie wartości temperatury i opadów w województwie stanowiące średnią arytmetyczną z wartości na poszczególnych stacjach znajdujących się w granicach administracyjnych województwa zachodniopomorskiego.

Oprócz zmienności czasowej wykonano również analizę graficzną zróżnicowania przestrzennego anomalii poszczególnych charakterystyk w obu latach (w formie map). Do przygotowania map wykorzystano dane ze stacji położonych nie tylko w obrębie województwa zachodniopomorskiego, ale również poza nim, blisko granicy. Mapy zostały wykonane za pomocą programu ArcGis 10.6, z wykorzystaniem metody interpolacji IDW (średniej ważonej odwrotnością odległości).

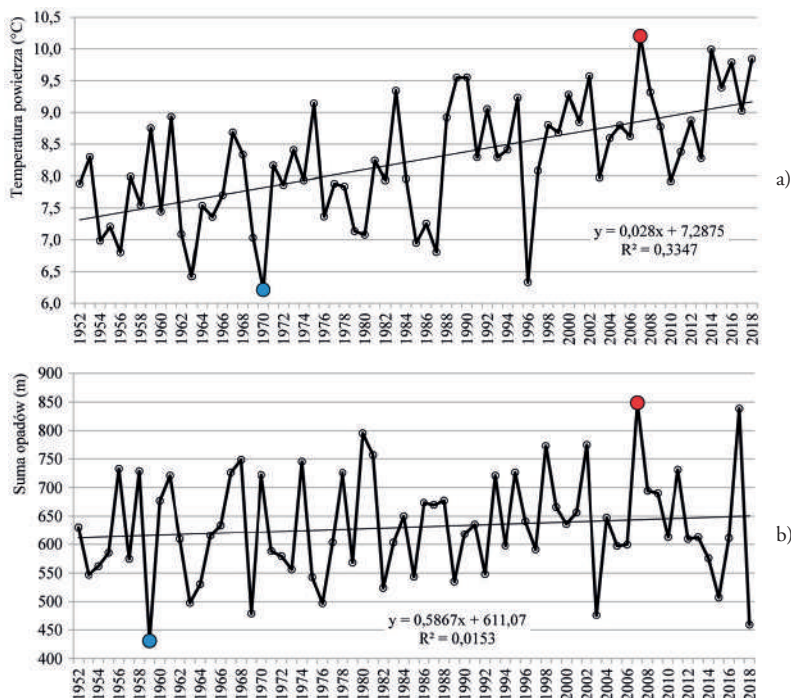
W celu oceny odmienności wartości temperatury powietrza oraz przepływów rzecznych w roku hydrologicznym 2017 i 2018 od średnich wartości z wielolecia 1981-2010 wykonano test oceny różnic między średnimi t-Studenta. Za zmienne przyjęto odpowiednio średnie dobowe wartości temperatury powietrza i przepływów rzecznych z badanych lat i z wielolecia. Odmiennosc sumy opadów zbadano nieparametrycznym testem porównywania rozkładów jednowymiarowych cech statystycznych Kołmogorowa-Smirnowa w wersji dla dwóch prób, gdzie analogicznie za badane zmienne przyjęto średnie dobowe sumy opadów z badanych lat i z wielolecia. Zastosowanie tej metody wynikało z konieczności odrzucenia hipotezy o podobieństwie rozkładu prawdopodobieństwa do rozkładu normalnego dobowych sum opadów atmosferycznych na poszczególnych stacjach, co zweryfikowano testem zgodności cech χ^2 .

3. Wyniki

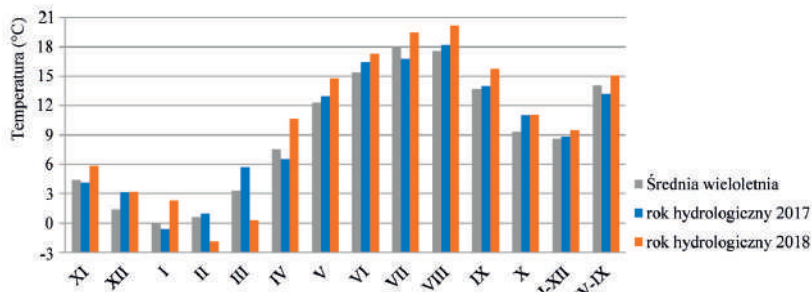
Średnie wartości temperatury i sum opadów atmosferycznych z lat hydrologicznych 1952-2018 ze stacji Świnoujście, Koszalin, Kołobrzeg, Szczecin, Szczecinek i Resko posłużyły do wyliczenia wartości uśrednionych dla województwa i wykonania na ich podstawie wykresu przedstawiającego ich zmienność wieloletnią (rys. 2) oraz wyznaczenia anomalii wartości rocznych lat hydrologicznych 2017 i 2018. Lata hydrologiczne 2017 i 2018 w województwie zachodniopomorskim charakteryzował się dodatnią anomalią temperatury powietrza równą odpowiednio $+0,9^{\circ}\text{C}$ i $+1,7^{\circ}\text{C}$. Średnia roczna temperatura powietrza w 2017 r. była 15. wartością spośród lat od 1952 r. (czyli spośród 67 lat). Rok hydrologiczny 2018 był natomiast trzecim najcieplejszym w historii pomiarów w województwie zachodniopomorskim po 2007 i 2014 r. (rys. 2a). Wysokie wartości temperatury powietrza wkomponowują się w wyraźny, istotny statystycznie dodatni trend termiczny na analizowanym obszarze (w okresie XI 1951 – X 2018 w województwie zachodniopomorskim współczynnik korelacji średnich rocznych wartości temperatury z czasem wyniósł 0,579). Rok 2017 nie był, co prawda, tak ciepły jak 2018, ale należy zwrócić uwagę na duże zachmurzenie w tym roku, wpływające na obniżenie temperatury powietrza w jego cieplej części.

W przypadku opadów atmosferycznych rok hydrologiczny 2017 był drugim najwilgotniejszym, a 2018 r. drugim najsuchszym od roku hydrologicznego 1952. Jest to bardzo ciekawy przypadek ze względu na następujące bezpośrednio po sobie dwa skrajne pod względem sum opadów lata (wcześniej nie odnotowano takiego przypadku), o tak dużej różnicy między nimi, która wyniosła 379,4 mm (rys. 2b). Anomalia opadów atmosferycznych w województwie zachodniopomorskim w roku hydrologicznym 2017 wyniosła $+205,5$ mm, a w 2018 r. $-173,9$ mm.

Temperatura powietrza w roku hydrologicznym 2017 była w poszczególnych miesiącach wyższa lub porównywalna do średnich wartości wieloletnich. Temperatura w półroczu letnim była stosunkowo niska (rys. 3). W roku hydrologicznym 2018 temperatura powietrza we wszystkich miesiącach oprócz lutego i marca, przewyższała znacznie średnią wieloletnią. Tak było również w półroczu ciepłym, czyli w miesiącach od kwietnia do września włącznie (rys. 3), szczególnie istotnym ze względu na intensywną wegetację w tym okresie.



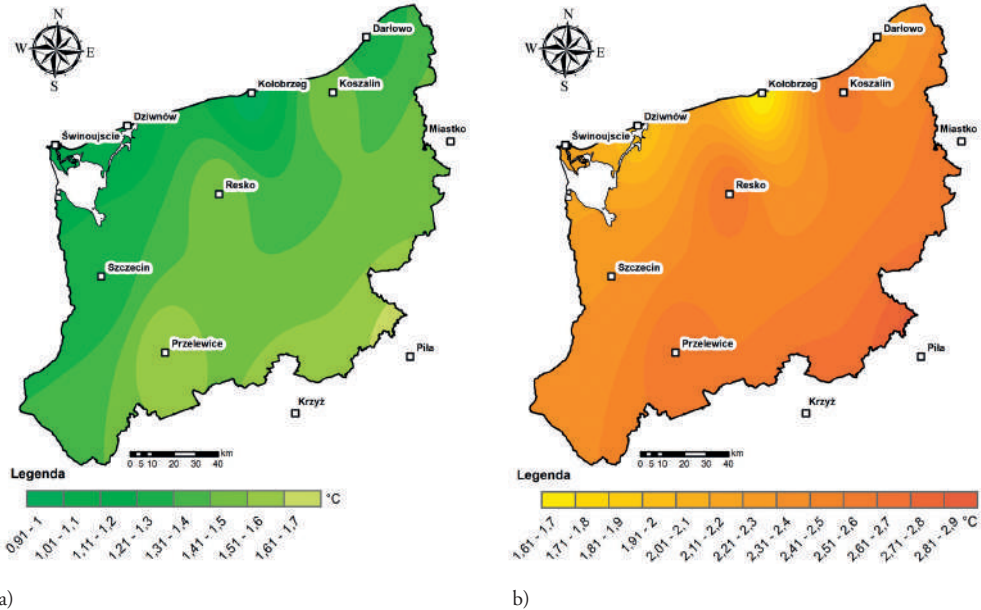
Rys. 2. Zmienność średnich rocznych wartości temperatury powietrza (a) i sum opadów atmosferycznych (b) w województwie zachodniopomorskim w latach hydrologicznych 1952-2018 wraz z trendem liniowym oraz równaniem prostej trendu i współczynnikiem determinacji R^2 ; na czerwono oznaczono wartości najwyższe a na niebiesko najniższe



Rys. 3. Średnia temperatura powietrza w województwie zachodniopomorskim

Anomalie temperatury w 2017 roku nie były duże, natomiast w roku hydrologicznym 2018 wystąpiły znaczne anomalie dodatnie, największe w południowo-wschodniej części województwa, co zostało zaprezentowane na rysunku 4. W półroczu ciepłym anomalie te były jeszcze większe, od około 1,6-1,7°C w rejonie Kołobrzegu do około 2,7-2,9°C na Pojezierzu Wałeckim.

Suma opadów atmosferycznych w roku hydrologicznym 2017 była znacznie wyższa niż przeciętnie, na co miały wpływ przede wszystkim bardzo wysoka suma letnia (czerwiec i lipiec) oraz w październiku (rys. 5). Natomiast w kolejnym roku, począwszy od lutego, opadów było mało. Wyjątek stanowił lipiec, kiedy suma miesięczna nieznacznie przekroczyła średnią wielo-

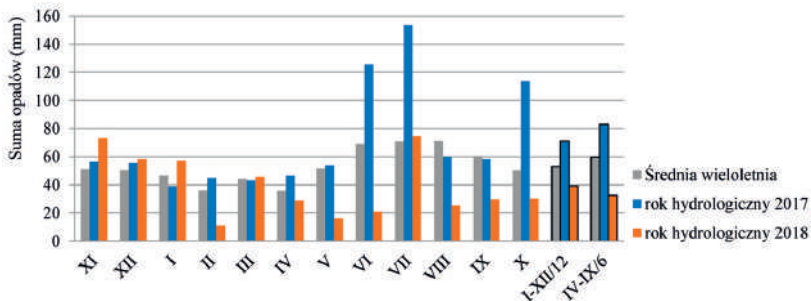


Rys. 4. Anomalia temperatury powietrza w roku hydrologicznym 2018 (a) i półroczu ciepłym 2018 r. (b) w województwie zachodniopomorskim

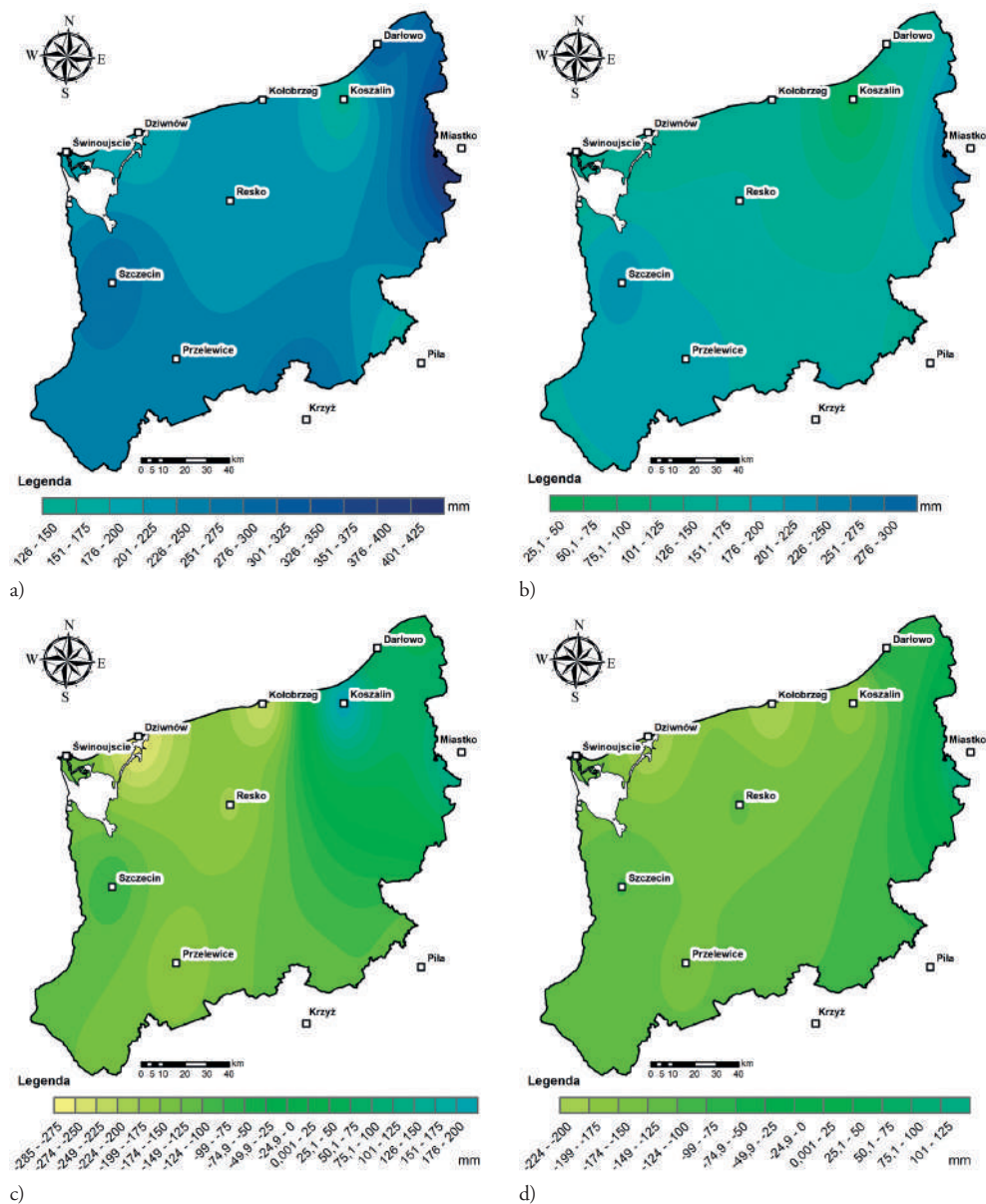
letnią w tym miesiącu. Wynikało to z bardzo silnego pojedynczego opadu nawałnego, który wystąpił 11 lipca (np. na stacji w Darłowie spadło około 86 mm, a w Szczecinie około 54 mm). Opad ten nie sprzyjał uzupełnieniu niedoborów wilgoci w zlewniach, gdyż ze względu na swe natężenie szybko spłynął powierzchniowo do cieków, kanałów drenujących i kanalizacji burzowych. Małe opady miesięczne wpłynęły na bardzo niską łączną sumę opadów, zwłaszcza w półroczu ciepłym (rys. 5), kiedy ze względu na duże parowanie oraz intensywną roślinność zapotrzebowanie na wodę jest szczególnie duże.

Aby możliwe było bezpośrednie porównanie sum miesięcznych oraz półrocznych i rocznych, na rysunku 5 przedstawiono 1/12 sumy rocznej oraz 1/6 sumy półrocznej opadów.

W roku hydrologicznym 2017 wystąpiły w całym województwie dodatnie anomalie opadów (rys. 6a) a w roku 2018 na większości obszaru województwa (z wyjątkiem części wschodniej)



Rys. 5. Średnia suma opadów w województwie zachodniopomorskim



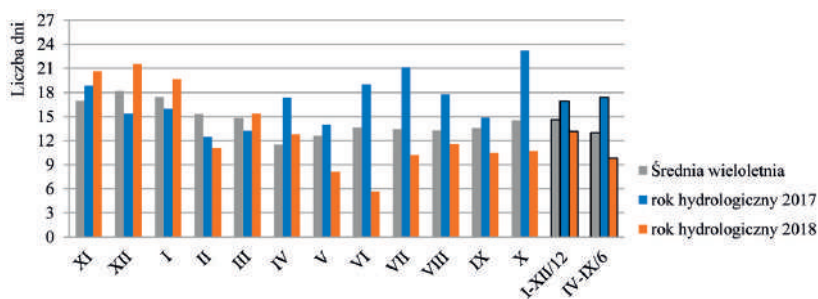
Rys. 6. Anomalie sumy opadów w roku hydrologicznym 2017 (a), półroczu ciepłym 2017 r. (b), roku hydrologicznym 2018 (c) i półroczu ciepłym 2018 r. (d) w województwie zachodniopomorskim

wystąpiły anomalie ujemne, największe na wybrzeżu (rys. 6c). Podobnie sytuacja wyglądała w półroczu ciepłym (rys. 6b i d)

Średnia miesięczna suma opadów atmosferycznych w 2017 r. była szczególnie wysoka w czerwcu, lipcu i październiku, kiedy anomalie miesięcznej sumy opadów w województwie zachodniopomorskim wynosiły odpowiednio 57, 82 i 63 mm, czyli 80, 117 i 126% średniej

wieloletniej (lata hydrologiczne 1981-2010) sumy opadów w tych miesiącach. Rok 2018 był natomiast bardzo suchy. Wyjątkowo niskie sumy opadów charakteryzowały luty, maj, czerwiec i sierpień, kiedy stanowiły odpowiednio zaledwie 31, 31, 30 i 36% średniej miesięcznej sumy wieloletniej z lat hydrologicznych 1981-2010.

Łączne sumy opadów wynikały m.in. z małej frekwencji dni z opadem. Na rysunku 7 przedstawiono liczbę dni z opadem w poszczególnych miesiącach, roku i półroczu ciepłym (po odpowiednim podzieleniu wartości jak na rysunku 5). Latem i w październiku 2017 roku dni z opadem było bardzo dużo, natomiast w lutym oraz od maja do października 2018 r. było ich wyjątkowo mało (rys. 7).



Rys. 7. Średnia liczba dni z opadem w województwie zachodniopomorskim

Aby sprawdzić, czy badane lata hydrologiczne były wyjątkowe pod względem termicznym i pluwiальnym, wykonano testy statystyczne porównujące odpowiednio wartości temperatury powietrza i sumy opadów na wybranych stacjach w danych latach ze średnimi wieloletnimi z lat hydrologicznych 1981-2010.

Z tabeli 1 wynika, że w roku hydrologicznym 2017 było istotnie więcej opadów niż przeciętnie (temperatura powietrza była nieistotnie statystycznie wyższa w 2017 r. niż średnia z wielolecia na wszystkich stacjach). Rok 2018 był natomiast cieplejszy i uboższy w opady na wszystkich stacjach.

Kolejnym etapem prac było przeanalizowanie wpływu nietypowo wysokiej sumy opadów w roku hydrologicznym 2017 oraz niskich opadów i wysokiej temperatury powietrza w roku hydrologicznym 2018 na zmienność przepływów rzecznych. Na rysunku 8 zaprezentowano średnią miesięczną wartość przepływów rzecznych na wybranych wodowskazach.

Letnie i jesienne wysokie sumy opadów w 2017 r. spowodowały, że mimo iż już od lutego 2018 roku opady były bardzo niskie, to przepływy zaczęły być niskie dopiero od czerwca. Przyczyniły się do tego nie tylko same sumy opadów, ale również ich typ – były to przede wszystkim opady o małym natężeniu, o czym mogą świadczyć duże liczby dni z opadem. Taki opad został zretencjonowany przez zlewnie i przetrzymany w nich do następnego, suchego, roku hydrologicznego. Mimo suszy atmosferycznej i glebowej w 2018 r. w województwie zachodniopomorskim przepływy rzeczne nie były więc rażąco niskie. W pierwszej połowie 2018 r. przepływy rzeczne były nawet wyższe niż przeciętnie w latach hydrologicznych 1981-2010.

Tabela 1. Wyniki testu *t*-Studenta między średnią temperaturą powietrza oraz testu Kolmogorowa-Smirnowa między średnią dobową sumą opadów atmosferycznych na stacjach meteorologicznych w latach hydrologicznych 2017 i 2018 a średnimi z lat hydrologicznych 1981-2010

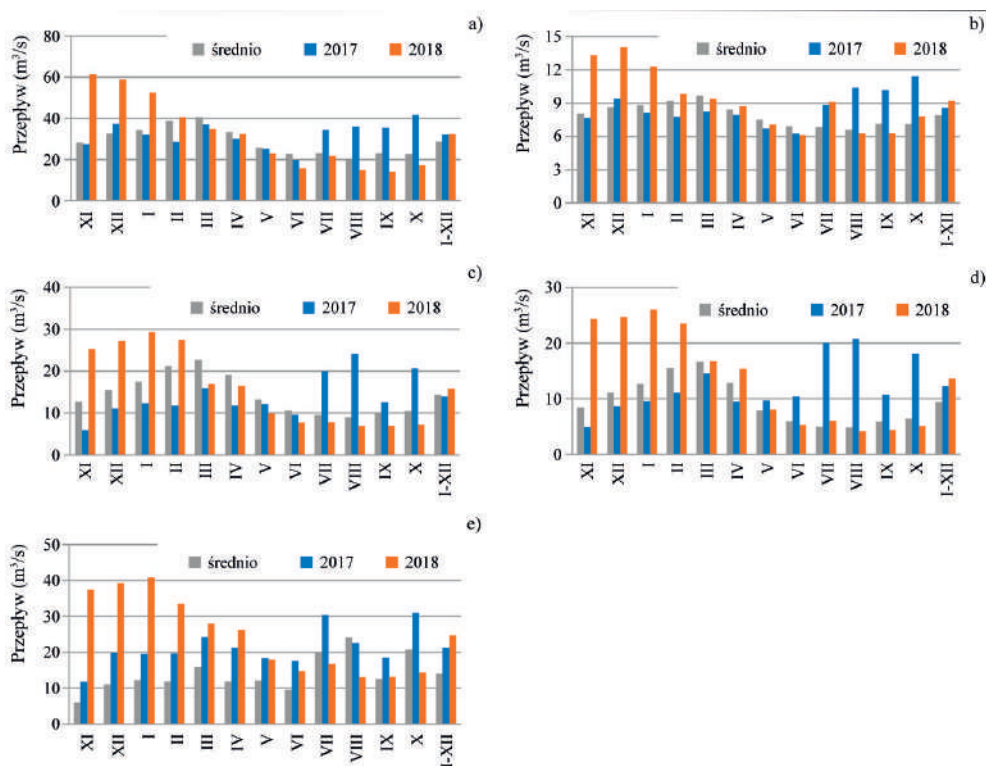
Stacja	Temperatura powietrza		Opady atmosferyczne	
	Rok hydrologiczny 2017	Rok hydrologiczny 2018	Rok hydrologiczny 2017	Rok hydrologiczny 2018
Przelewice	0	+	+	-
Dziwnów	0	0	+	-
Darłowo	0	+	+	-
Kołobrzeg	0	+	+	-
Koszalin	0	+	+	-
Szczecin	0	+	+	-
Świnoujście	0	+	+	-
Resko	0	+	+	-

różnice istotne statystycznie na poziomie istotności $p < 0,05$

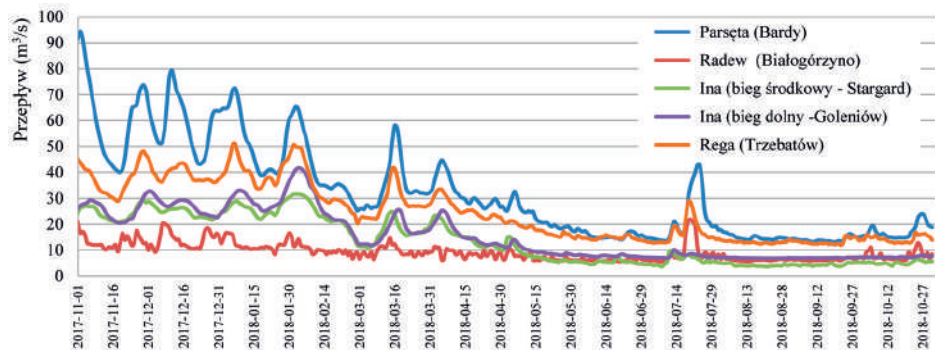
+ oznacza wartości istotnie wyższe niż w latach hydrologicznych 1981-2010

- oznacza wartości istotnie niższe niż w latach hydrologicznych 1981-2010

0 oznacza brak istotnych różnic



Rys. 8. Średnie przepływy rzeczne w wieloleciu 1981-2010 (średnio) oraz w latach hydrologicznych 2017 i 2018 na post-runkach wodowskazowych na Parsęcie w Bardach (a), Radwi w Białogórzynie (b), środkowym biegu Iny w Stargardzie (c), dolnym biegu Iny w Goleniowie (d) i Redze w Trzebiatowie (e)



Rys. 9. Dobowe przepływy rzeczne na wybranych posterunkach wodowskazowych w województwie zachodniopomorskim

Intensywne opady na początku drugiej dekady lipca 2018 r. spłynęły bardzo szybko do cieków, o czym świadczy nagły wzrost wartości przepływów w tym okresie, co zostało przedstawione na rysunku 9. Na Radwi, przepływającej przez bardzo urozmaicony topograficznie i stosunkowo wysoko wyniesiony obszar, przepływy w roku hydrologicznym 2018 były najbardziej wyrównane.

Odmienność przepływów rzecznych od średnich wieloletnich została zbadana za pomocą testu t -Studenta. Wyniki analiz przedstawiono w tabeli 2.

Wyjątkowo wysoka temperatura i niskie sumy opadów w roku hydrologicznym 2018 nie przełożyły się na spadek średnich rocznych przepływów rzecznych. Na każdej stacji przepływy te były istotnie wyższe niż przeciętnie w wieloleciu. Dopiero od czerwca do października przepływy były istotnie niższe (oprócz Radwi) niż w wieloleciu.

4. Podsumowanie i wnioski

Wyjątkowość roku hydrologicznego 2017 w województwie zachodniopomorskim polegała na jego bardzo dużej wilgotności. Średnie sumy opadów były dużo wyższe niż zwykle, zwłaszcza w czerwcu, lipcu i październiku. Temperatura była porównywalna do średniej wieloletniej, nieznacznie od niej wyższa (różnica nieistotna statystycznie na poziomie $p = 0,05$), co wkomponuje się w ogólny trend wzrostu temperatury powietrza.

Rok hydrologiczny 2018 był natomiast wyjątkowo suchy. Wpływ na to miała wysoka temperatura powietrza, znacząco przewyższająca w prawie każdym miesiącu (oprócz lutego i marca) średnią wartość wieloletnią, oraz bardzo małe sumy opadów, niższe niż średnio w poszczególnych miesiącach w wieloleciu, z pominięciem trzech pierwszych miesięcy roku hydrologicznego (XI i XII 2017 r. oraz I 2018 r.), kiedy były wyższe niż średnie wieloletnie. Wyjątkowo niskie sumy opadów charakteryzowały luty, maj, czerwiec i sierpień. Na stosunkowo wysokie sumy opadów w lipcu wpłynęły pojedyncze burze, którym towarzyszyły nawalne opady pojawiające się w połowie lipca. Wyjątkowo mała była liczba dni z opadem, zwłaszcza latem, kiedy występowały głównie opady konwekcyjne.

Tabela 2. Wyniki testu *t*-Studenta między średnimi przepływami w latach hydrologicznych 2017 i 2018 a średnimi z lat hydrologicznych 1981-2010

Stacja	Rok hydrologiczny 2017	Rok hydrologiczny 2018	VI-X 2018
Parsęta (Bardy)	+	+	-
Radew (Białogórzyno)	+	+	0
Ina (bieg środkowy – Stargard)	0	+	-
Ina (bieg dolny – Goleniów)	+	+	-
Rega (Trzebatów)	0	+	-

różnice istotne statystycznie na poziomie istotności $p < 0,05$

+ oznacza wartości istotnie wyższe niż w latach hydrologicznych 1981-2010

- oznacza wartości istotnie niższe niż w latach hydrologicznych 1981-2010

0 oznacza brak istotnych różnic

Wysoka temperatura powietrza i niskie sumy opadów w 2018 r. przyczyniły się do wystąpienia zagrożenia suszą glebową. Nie wpłynęły jednakże silnie na przepływy rzeczne. Nie można więc mówić o wyjątkowości tego roku pod względem niedoboru wody w rzekach. W badanych latach (2017 i 2018) nie wystąpiły również stany powodziowe. Ze względu na wysokie sumy opadów w roku 2017, wartości przepływów rzecznych zaczęły spadać dopiero od czerwca 2018 r., choć opady były już niskie od lutego 2018 roku. Mało intensywne opady były skutecznie retencjonowane przez zlewnie i powoli odpływały do cieków spływem podziemnym, co zniwelowało w znacznym stopniu skutki niedoboru opadów w 2018 roku. Natomiast silne opady nawałne w połowie lipca spowodowały raptowny przybór wody w ciekach – woda nie została wchłonięta przez podłoże, lecz ze względu na bardzo duże natężenie opadu bardzo szybko odpłynęła, w dużej mierze jako odpływ powierzchniowy oraz kanalizacyjny, do cieków.

Porównanie przepływów rzecznych w kolejnych, odmiennych pod względem wilgotnościowym latach (roku wilgotnym i następującym po nim roku wybitnie suchym) ukazuje wagę retencji wodnej. Zwraca uwagę również na konieczność wspierania naturalnej retencyjności poszczególnych zlewni, aby woda nagromadzona w okresach wilgotnych mogła zasilać środowisko przyrodnicze, a w konsekwencji gospodarkę, w okresach niedoboru wody. Dzięki naturalnej retencji jeziornej, leśnej oraz obszarów podmokłych, licznie występujących w północno-zachodniej Polsce, mimo bardzo wysokiej temperatury powietrza i małych opadów atmosferycznych w roku 2018, przepływy rzeczne zaczęły spadać dopiero w okresie letnim. Niestety pojedyncze, nawałne opady letnie szybko spływały do cieku powodując nagłe podniesienie się stanów wody i odpłynięcie jej z poszczególnych zlewni.

Prawdopodobnie długie okresy bezopadowe, takie jak w 2018 r., oraz nagłe, gwałtowne opady będą się pojawiały w przyszłości coraz częściej [Christensen, Christensen 2004; Sillman, Roeckner 2008; Łabędzki 2009; Czarnecka i in. 2010; IPCC 2013] powodując niedobory lub chwilowe nadmiary wody w ciekach. Należy więc tak zadbać o naturalną oraz sztuczną retencję wody w zlewniach, by chwilowe nadwyżki mogły być w środowisku (względnie w obrębie budowli hydrotechnicznej) przechowane na czas jej niedoboru.

Literatura

- Borówka R., 2002, Sieć dolinna i rzeki, [w:] Przyroda Pomorza Zachodniego, R. Borówka (red.), InPlus Oficyna, Szczecin
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2004, Cykliczne wahania temperatury i opadów w Polsce w XIX i XX wieku, *Acta Agrophysica*, 31 (1), 21-33
- Christensen O.B, Christensen J.H, 2004, Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate, *Global and Planetary Change*, 44 (1-4), 107-117, 10.1016/j.gloplacha.2004.06.013
- Czarnecka M., Farat R., Kasprowicz T., Koźmiński Cz., Kuchar L., Leśny J., Łabędzki L., Mager P., Michalska B., Ratajkiewicz H., 2010, Zmiany klimatu a rolnictwo w Polsce – wpływ, zagrożenia, działania adaptacyjne, [w:] Klimat Polski na tle klimatu Europy, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań
- Gregorczyk A., Michalska M., 2011, Próba prognozowania rocznej temperatury powietrza w Szczecinie za pomocą równania wykładniczego, *Przegląd Geograficzny*, 83 (3), 385-393
- IPCC, 2013, Technical Summary, [w:] Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, 33-116
- Kirschenstein M., 2011, Charakterystyka temperatury powietrza i opadów atmosferycznych oraz anomalii termicznych i opadowych w Szczecinie, *Wiadomości MHGW*, 1-2, 25-54
- Kirschenstein M., Baranowski D., 2004, Opady w Polsce w skrajnych porach roku, [w:] Badania geograficzne w poznaniu środowiska, Z. Michalczyk (red.), UMCS, Lublin, 152-158
- Koźmiński Cz., Michalska B., Czarnecka M., 2012, Klimat województwa zachodniopomorskiego, ZUT i US, Szczecin, 194 s.
- Koźuchowski K., 2011, Klimat Polski. Nowe spojrzenie, PWN, Warszawa, 288 s.
- Łabędzki L., 2009, Przewidywane zmiany klimatyczne a rozwój nawodnień w Polsce, *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 3, 7-18
- Meresa H., Osuch M., Romanowicz R., 2016, Hydro-meteorological projections into 21st century for selected polish catchments, *Water*, 8 (5), DOI: 10.3390/w8050206
- Miętus M., 1996, Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030, *Materiały Badawcze IMGW. Seria: Meteorologia*, 26, 72 s.
- Osuch M., Lawrence D., Meresa H., Napiórkowski J., Romanowicz R., 2016, Projected changes in flood indices in selected catchments in Poland in 21st century, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31 (9), 2435-2457, DOI: 10.1007/s00477-016-1296-5
- Osuch M., Romanowicz R., Wong W.K., 2018, Analysis of low flow indices under varying climatic conditions in Poland, *Hydrology Research*, 49 (2), 373-389, DOI: 10.2166/nh.2017.021
- Rowell D.P., 2005, A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability, *Climate Dynamics*, 25 (7-8), 837-849, DOI: 10.1007/s00382-005-0068-6
- Sillmann J., Roeckner E., 2008, Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change, *Climatic Change*, 86 (1-2), 83-104, DOI: 10.1007/s10584-007-9308-6

- Świątek M., 2009, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmienność opadów na polskim wybrzeżu Bałtyku, Uniwersytet Szczeciński, maszynopis
- Świątek M., 2010, Seasonal variability of precipitation on the Polish Baltic Sea coast, *Acta Agrophysica. Rozprawy i Monografie*, 4 (183), 38-49
- Świątek M., 2017, Climatic changes on Szczecin Seashore and their impact on river flows, *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 13, 29-37, DOI: 10.2478/14607
- Tylkowski J., 2013, Temporal and spatial variability of air temperature and precipitation at the Polish coastal zone of the southern Baltic Sea, *Baltica: The International Journal on Geosciences*, 26 (1), 83-94
- Żmudzka E., 2002, O zmienności opadów atmosferycznych na obszarze Polski nizinnej w drugiej połowie XX wieku, *Wiadomości IMGW*, 25 (4), 23-38
- Żyromski A., 2001, Opad atmosferyczny jako kryterium oceny zasobów wodnych gleby, [w:] *Dynamika obiegu wody w zlewniach rzecznych*, J. Jaworski, J. Szkutnicki (red.), IMGW, PTGeof, Warszawa, 101-114

Streszczenie

W pracy wyznaczono anomalie termiczne i opadowe poszczególnych miesięcy 2017 i 2018 roku w stosunku do okresu XI 1980 – X 2010 (lata hydrologiczne 1981-2010). W celu oceny odmienności wartości temperatury powietrza oraz przepływów rzecznych w roku hydrologicznym 2017 i 2018 od średnich wartości tych charakterystyk z lat hydrologicznych 1981-2010 wykonano test oceny różnic między średnimi t-Studenta. Odmienność sumy opadów zbadano nieparametrycznym testem Kołmogorowa-Smirnowa.

Wyjątkowość roku hydrologicznego 2017 w województwie zachodniopomorskim polegała na jego bardzo dużej wilgotności, natomiast rok hydrologiczny 2018 był wyjątkowo suchy, a do tego nadzwyczaj ciepły. Istniała więc obawa, że w 2018 r. wystąpi susza hydrologiczna, przejawiająca się znacznym obniżeniem przepływów rzecznych. Stwierdzono, że ze względu na zmagazynowane w zlewniach zapasy wody z roku poprzedniego wystąpiło znaczące, kilkumiesięczne, opóźnienie niedoboru wody w ciekach w stosunku do niedoboru opadów. W pierwszej połowie 2018 r. przepływy rzeczne były nawet wyższe niż przeciętnie w okresie 1981-2010. Badane lata nie były wyjątkowe pod względem wielkości przepływów rzecznych.

Słowa kluczowe

Temperatura powietrza, sumy opadów, anomalia termiczna i opadowa, przepływy rzeczne, województwo zachodniopomorskie.

Summary

The study sets out thermal and precipitation anomalies of individual months of 2017 and 2018 compared to the period Nov 1980 – Oct 2010 (hydrological years 1981-2010). On their basis, graphic analysis was made in the form of maps. In order to assess the differences in the air temperature and river flows in the hydrological year 2017 and in 2018 from the average values of these parameters from the hydrological years 1981-2010, a test for assessing differences between t-Student averages was also made. The difference in the sum of precipitation was tested by the Kolmogorov-Smirnov non-parametric test.

The hydrological year 2017 turned out to be extremely humid in West Pomeranian voivodeship, while the hydrological year 2018 was extremely dry and extremely warm. So there was a fear that in 2018 there will be a hydrological drought manifesting in a significant reduction in river flows. It turned out that due to the water reserves stored in drainage basins from the previous year, there was a significant delay of several months in the water shortage in watercourses compared to the shortage of rainfall. In the first half of 2018, river flows were even higher than the average in the period 1981-2010. The surveyed years were not exceptional in terms of the volume of river flows.

Keywords

Air temperature, precipitation totals, thermal and precipitation anomalies, river flows, West Pomeranian voivodeship.

METEOROLOGICZNE UWARUNKOWANIA POWODZI BŁYSKAWICZNYCH W GDAŃSKU W 2018 ROKU

METEOROLOGICAL BASIS OF A GDANSK FLASH FLOODS IN 2018

Daria BABŚ, Robert MARCINOWICZ

1. Wprowadzenie

W dobie zmian klimatu coraz częściej mówi się o zjawiskach ekstremalnych, które pojawiają się także w Polsce [Brooks 2013]. Wśród nich są nawalne opady deszczu, które niejednokrotnie przyczyniają się do znacznych strat w mieniu i infrastrukturze. Powódź błyskawiczna (z ang. *Flash Floods*) to zjawisko nagłe, które stanowi realne zagrożenie dla ludzi i mienia [Sene 2016]. Tworzy się zwykle w ciągu 3-6 godzin, jednak w ekstremalnych przypadkach czas ten może się skrócić nawet do kilkunastu minut. Może być spowodowana przez wiele czynników, ale najczęściej jest ona efektem nawalnych opadów deszczu, np. podczas burz. Intensywność opadów, ich lokalizacja i rozmieszczenie, a także topografia i użytkowanie terenu, typy roślinności, rodzaj gleby i zawartość wody w glebie decydują o tym, gdzie i jak szybko może nastąpić powódź. Choć kojarzą się głównie z rejonami górskimi lub obszarami równinowymi, to występują coraz częściej także w strefie klimatu umiarkowanego oraz na nizinach. Obszary zurbanizowane są szczególnie podatne i niejednokrotnie silne opady powodują powodzie szybsze i bardziej dotkliwe niż na przedmieściach lub na wsi. Nieprzepuszczalne powierzchnie w obszarach miejskich uniemożliwiają wodzie przedostawanie się do gruntu, wymuszając spływ powierzchniowy [Borga i in. 2010].

Deszcz nawalny jest opadem krótkotrwałym i bardzo intensywnym, którego suma w ciągu godziny może przekroczyć 100 mm. Tak silny opad na równinach są w stanie wygenerować tylko mocno uwodnione komórki burzowe. Przy wysokiej zawartości pary wodnej, tworzące się chmury burzowe zawierają znaczne zasoby wilgoci. Powstaje głęboka, wilgotna konwekcja, z którą związane są burze typu wysokoopadowego. Już w fazie rozwoju, komórka burzowa generuje opad, jednak wyraźny wzrost jego natężenia można obserwować w fazie dojrzałej. W unoszącym się wilgotnym powietrzu po osiągnięciu punktu rosy dochodzi do uwalniania się ciepła utajonego, które dodatkowo wzmacnia prądy wstępujące. Przeciętna komórka burzowa niesie około pół miliona ton wody, jednak wysokoopadowe, silnie rozbudowane burze, w szczególności superkomórki, mogą ważyć nawet ponad milion ton. W fazie dojrzałej pojawia się wyraźnie wydzielona strefa opadu z prądem zstępującym – downburst. Jest to opadająca wraz z deszczem struga chłodnego powietrza.

W przypadku bardzo silnych prądów wstępujących, najczęściej w superkomórkach burzowych (mezocyklonach), równie dynamiczny jest prąd zstępujący (ang. *downdraft*). Przy gwałtownym

rozroście chmury burzowej znaczne ilości skondensowanej pary wodnej trafiają w górne warstwy troposfery, tam ochładzają się, by po przekroczeniu pewnej masy granicznej zacząć opadać. Następuje wtedy gwałtowny rozwój gradzin i dużych kropli przechłodzonej wody, które masowo opadając, formują prąd zstępujący (ang. *downburst*). Szczególnie często taki scenariusz występuje w stacjonarnych lub wolno przemieszczających się burzach, kiedy silny prąd wstępujący wspomagany jest przez orografię lub istnienie linii konwergencji (zbieżności kierunkowej lub prędkościowej wiatru) [Orville i in. 1989].

Zjawisko downburst notowane jest na dość ograniczonym obszarze – zwykle średnica prądu zstępującego nie przekracza 4 km. Jeśli rozmiary wspomnianego zjawiska są ograniczone jedynie do pojedynczych setek metrów, stosuje się także określenie microburst. Trwa on kilkanaście lub kilkadziesiąt minut i pojawia się zwykle zaledwie kilka minut przed gwałtownym opadem. Przeciętny downburst pokonuje drogę od podstawy chmury do ziemi w około dwie minuty, co znacznie ogranicza czas na podjęcie działań ewakuacyjnych. Należy jednak nadmienić, że silne prądy zstępujące nie zawsze są związane z nawałnym opadem deszczu [Wakimoto, Bringi 1988]. Przy wysokim poziomie kondensacji, a więc przy burzach o wysokiej podstawie (ang. *high-based thunderstorms*) występuje tzw. sucha odmiana (ang. *dry downburst* lub *dry microburst*), której nie towarzyszy opad, lub jest on bardzo słaby. Z każdym downburstem związane są silne porywy wiatru. Ze względu na rozmiary przestrzenne oraz dynamikę tego typu zjawisk nie da się ich prognozować za pomocą prognoz numerycznych.

2. Metodyka

Do analizy wykorzystano informację o kolumnowej zawartości pary wodnej PWAT (ang. *Precipitable Water*), która informuje o bezwzględnej zawartości pary wodnej w całej kolumnie powietrza lub w poszczególnych jej partiach wysokościowych. Obliczono także, jaki procent pary wodnej z całej kolumny powietrza znajduje się powyżej 3000 m n.p.g. PWAT podawane jest w milimetrach, które oznaczają grubość warstwy wody po skondensowaniu zawartej w nim pary wodnej [Kidder, Jones 2007]. Podstawowym źródłem danych odnośnie wskaźnika PWAT są sondaże aerologiczne, wykonywane w Polsce dwa razy na dobę, w trzech miejscach: we Wrocławiu, w Legionowie pod Warszawą i w Łebie. Archiwalne dane pomiarowe są publikowane na stronie Uniwersytetu w Wyoming w formie diagramów aerologicznych oraz tzw. surowych danych liczbowych. Zawierają one także informację o zmianie temperatury i wilgotności względnej wraz z wysokością n.p.g., a także o skrętności wiatru w profilu pionowym. Diagramy aerologiczne Skew-T wykorzystano także do szerszej analizy warunków konwekcyjnych. Prześlizgnęto profil pionowy wiatru, potencjał konwekcyjny i wskaźniki równowagi atmosfery.

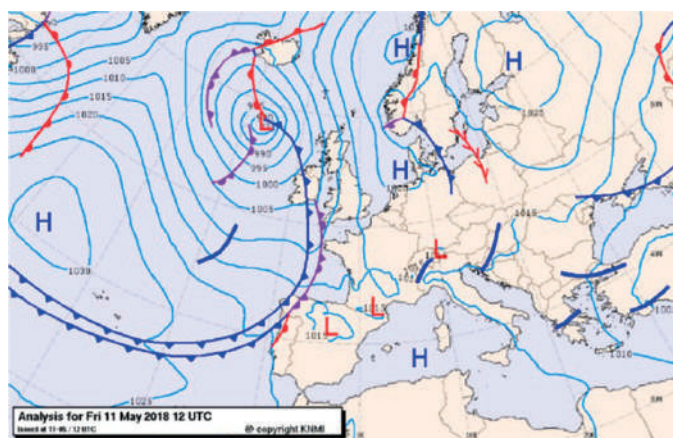
Informację o PWAT pozyskano także na podstawie obserwacji GNSS ze stacji systemu ASG-EUPOS, opracowywanych przez Instytut Geodezji i Informatyki Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Informacje te znajdują zastosowanie w pozycjonowaniu GNSS (redukcja opóźnienia troposferycznego) [Bevis i in. 1992]. System pozwala na śledzenie PWAT w ponad stu punktach na terytorium całej Polski z godzinnym interwałem czasowym.

W celu poznania przebiegu zjawiska przeanalizowano skany radarowe polskiej sieci POLRAD należącej do Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB. Zinterpretowano pole opadu atmosferycznego, jego zmienność, zasięg i natężenie na podstawie odbiciowości maksymalnej (*CMAX*), odbiciowości na wysokości 1 km (*CAPP1*), natężenia opadu na powierzchni ziemi (*SRI*), godzinowego natężenia opadu (*PAC*) oraz wysokości wierzchołków chmur burzowych (*ETH*). Przeanalizowano także historyczne wyliczenia modeli numerycznych GFS, ICON, ECMWF i Swiss oraz archiwalne mapy pola barycznego, wykonane przez KNMI. Całość analizy dopełniły: archiwum systemu amatorskiej teledetekcji wyładowań doziemnych Blitzortung, system raportów Sieci Obserwatorów Burz oraz doniesienia medialne i oficjalne stanowisko władz Miasta Gdańska, wraz z godzinową sumą opadów z sieci deszczomierzy spółki Gdańskie Wody.

3. Opis sytuacji synoptycznej

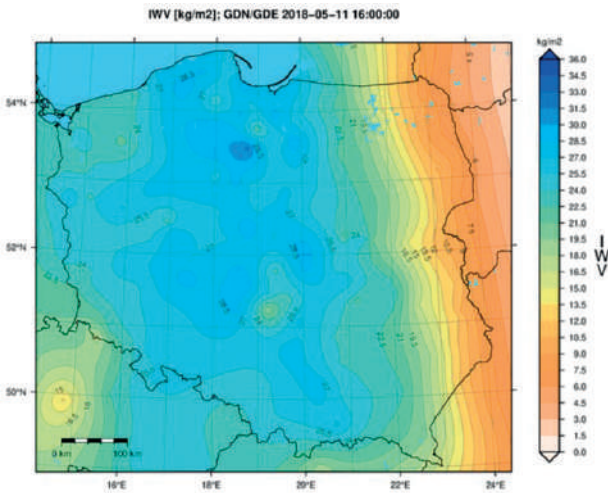
W dniu 11 maja 2018 roku Polska znajdowała się w zasięgu bruzdy niskiego ciśnienia, wzdłuż której południkowo przebiegał quasi-stacjonarny, pofalowany front atmosferyczny z aktywną strefą konwencji (rys. 1). Z południowego wschodu nad Polskę napływała ciepła i sucha masa powietrza zwrotnikowego kontynentalnego, natomiast z południowego zachodu, zasobne w parę wodną ciepłe powietrze polarne morskie. Granica między obiema masami charakteryzowała się umiarkowanym gradientem termicznym (różnica temperatury między masami wyniosła około 14°C na odcinku przeszło 200 km) oraz znacznym gradientem wilgotności (rys. 2). Strefa, w której pojawił się duży potencjał do rozwoju zjawisk konwekcyjnych, charakteryzowała się znaczną rozciągłością południkową, przy jednocześnie niewielkiej rozciągłości równoleżnikowej. Dlatego dane z istniejących stacji aerologicznych nie są wystarczające do analizy tejże strefy (rys. 3).

Prognozowane warunki konwekcyjne wskazywały na wystąpienie w wąskim pasie, wzdłuż południkowo zorientowanej linii konwencji, silnych prądów wstępujących, przy jednocześnie niewielkiej wartości wskaźnika CIN (ang. *Convective Inhibition*) – opisującego znaczenie

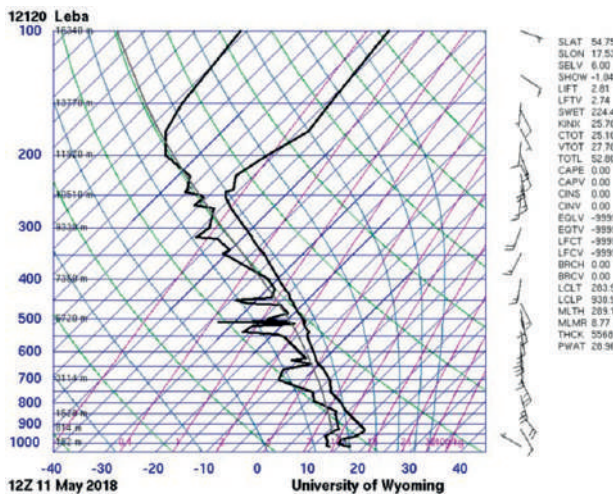


Rys. 1. Mapa synoptyczna z 11.05.2018 r. z godziny 12 UTC
[źródło: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut]

warstw hamujących konwekcję. Prognozowane wartości potencjalnej energii konwekcji CAPE (ang. *Convective Available Potential Energy*) przekraczały 1500 J/kg, a część modeli, m.in. GFS i ECMWF, wskazywało na przekroczenie wartości 2000 J/kg. Największą chwiejność modele prognozowały w wąskim pasie o szerokości około 200 km, biegnącym wzdłuż linii zbieżności wiatru, tj. od Pomorza Gdańskiego, przez środkowe Kujawy i Ziemię Łódzką, po Górny Śląsk. Nie wykazywał on według prognoz numerycznych istotnych uskoków kierunkowych wiatru (prognozowane wartości uskoków w warstwie 0-1 km nie przekraczały 20 węzłów, a w warstwie 0-4 km – 10 węzłów), jednak cechował się znacznym uwodnieniem troposfery oraz dużym zróżnicowaniem kierunku wiatru na niewielkiej wysokości. W warstwie 1000-850 hPa była widoczna wyraźna linia zbieżności wiatru (kierunek wschodni z zachodnim), wraz z wąskim pasem umiarkowanie silnego przepływu z kierunku południowego. Uwzględniając tylko parametr CAPE, uskoki wiatru i uwodnienie troposfery, należało się spodziewać pulsacyjnych, szybko formujących



Rys. 2. Mapa z rozmieszczeniem IWV [źródło: <http://geo2.igig.up.wroc.pl>]



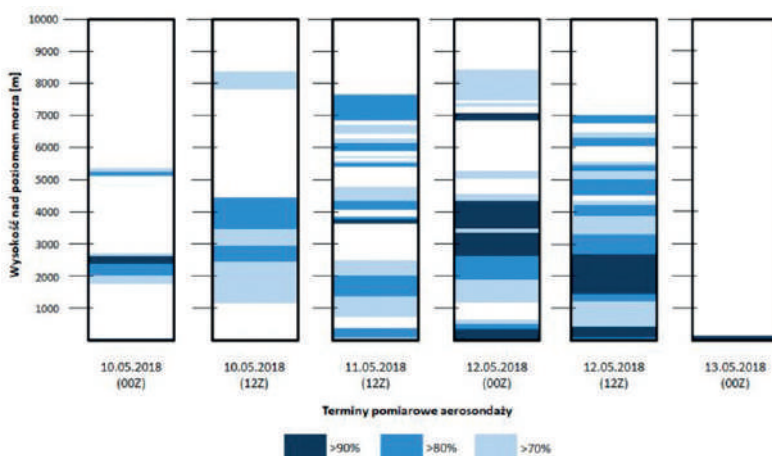
Rys. 3. Diagram aerologiczny dla stacji w Łebie [źródło: <http://weather.uwyo.edu>]

się burz, jednak obecność linii konwergencji nie tylko wspomogła rozwój burz, ale i zwiększyła prawdopodobieństwo powstania izolowanych oraz mocno uwodnionych superkomórek [Leung 2010]. To zwiększało zagrożenie wystąpienia nawalnych opadów deszczu, związanych ze stacjonarnymi burzami oraz układami training storms.

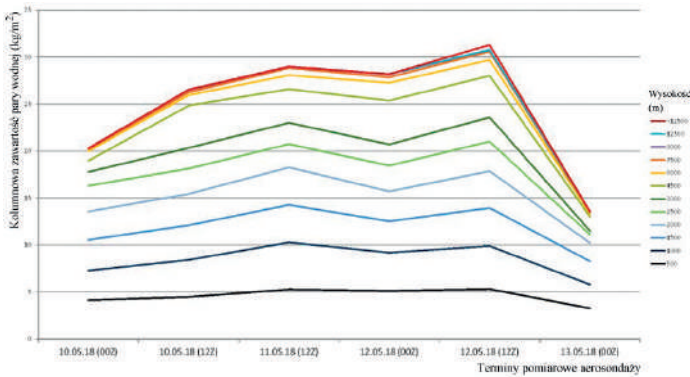
4. Uwarunkowania wystąpienia nawalnych opadów

W profilu pionowym wilgotności względnej (rys. 4), bezwzględnej (rys. 5) i w przebiegu wartości PWAT na wybranych stanowiskach (rys. 6) udokumentowano wyraźny wzrost zawartości pary wodnej w słupie powietrza, który pojawił się tuż przed wystąpieniem opadów nawalnych w Gdańsku. Jest to dobrze widoczne na wykresie prezentującym pionową strukturę wartości PWAT (rys. 5). Warstwa powietrza w przedziale 3000-4500 m n.p.m jest tak samo zasobna w parę wodną jak warstwy 1000-1500 m oraz 1500-2000 m n.p.m. Udział pary wodnej w troposferze powyżej 3000 m n.p.m. w dniu wystąpienia opadów osiągał bardzo wysoką wartość, tj. 20-25 mm. To z kolei stworzyło możliwości wydajniejszego „posiewu” kryształków lodu, których obecność przyspiesza procesy opadotwórcze [Chen i in. 2017]. Następnego dnia wartość PWAT była nieco wyższa, jednak linia frontu znalazła się dalej na zachód, a towarzyszące jej burze były mniej liczne. Dnia 13 maja zawartość pary wodnej nad Gdańskiem spadła do zaledwie połowy wartości z dni poprzednich (tj. około 13 mm). Było to spowodowane adwekcją suchego powietrza kontynentalnego ze wschodu.

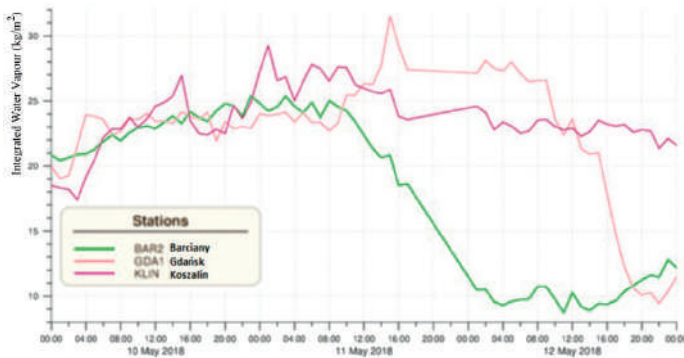
Wystąpienie zjawiska downburst/microburst jest uwarunkowane większym ciśnieniem pary wodnej w słupie powietrza, ponieważ przekłada się ono na silniejsze prądy zstępujące. Ta zależność wynika z tego, że większa zawartość pary wodnej to większa intensywność kondensacji i większa energia konwekcji (CAPE). W ślad za tym, obserwuje się intensywniej przebiegające procesy opadotwórcze oraz tworzenia się gradzin. Z kolei w fazie dojrzałości komórki burzowej, w czasie opadania cząstek opadu, silnie przebiega proces ich parowywania, topnienia gradu oraz sublimacji śniegu.



Rys. 4. Wilgotność względna (%) w pionowym profilu atmosfery w Lebie



Rys. 5. Zmiany pionowej struktury IWV z sondazy aerologicznych z Łęby



Rys. 6. Wykres zmienności IWV w czasie dla stacji w Barcianach, Gdańsku i Koszalinie

Te wszystkie procesy odpowiadają za ogromne straty ciepła, co oznacza osłabienie adiabaticznego ogrzewania powietrza w trakcie jego opadania. W końcowym efekcie względnie chłodniejsze powietrze (ang. *downburst/microburst*) z dużym impetem uderza w powierzchnię ziemi.

Stwierdzono, że zarówno temperatura warstwy granicznej, jak i ścinanie wiatru odgrywały ważną rolę w ewolucji cech mikrofizycznych zjawisk typu downburst [Wang i in. 2018]. W dniu opadów w profilu sięgającym do 8000 m n.p.m. wilgotność względna przekraczała 70%, z niewielkim niedosytem w warstwie o miąższości około 1 km (pomiędzy 2500-3500 m n.p.m.). Taka sytuacja, czyli niedobór wilgoci w warstwie 700-500 hPa, sprzyja powstawaniu zjawisk typu downburst, ponieważ wzmacnia proces parowania cząstek opadu, o którym była mowa wcześniej.

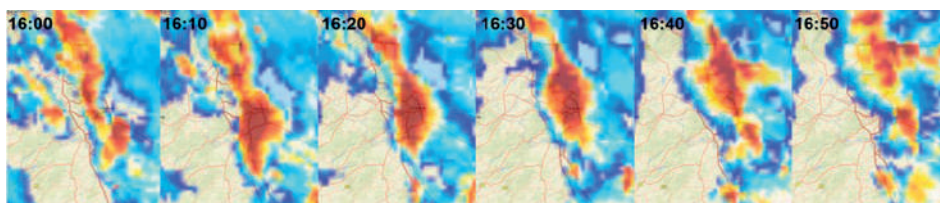
Wpływ kontrastujących ze sobą mas powietrza i związanej z tym linii zbieżności na kolumnową zawartość pary wodnej (PWAT) doskonale obrazuje analiza porównawcza dotycząca trzech stacji (rys. 6). Na wykresie zieloną linią przedstawiono przebieg PWAT w kolumnie powietrza ponad stacją Barciany, najbardziej wysuniętej na wschód, gdzie najwcześniej dotarła sucha masa powietrza. Wartość PWAT oscylowała tam między 20-25 mm i już 12 maja wraz z adwekcją powietrza ze wschodu (przesunięciem się linii zbieżności na zachód) wartość ta spadła poniżej 10 mm. W słupie powietrza ponad Koszalinem (stacja najbardziej wysunięta na zachód) w ciągu porównywanych

trzech dni nie odnotowano wyraźnego spadku PWAT. Stało się tak, ponieważ linia zbieżności stale utrzymywała się na wschód od Koszalina. Natomiast najlepszą informację na temat zmienności PWAT w bliskim sąsiedztwie linii zbieżności pokazują dane z Gdańska. Charakterystyczny jest wyraźny wzrost PWAT wczesnym popołudniem 11 maja (do 31 mm). Przekłada się to na intensywny rozwój konwekcji i gwałtowny rozwój komórki burzowej, która wygenerowała nawałny opad deszczu. Dość wysoka wartość PWAT utrzymywał się do popołudnia następnego dnia, by późnym wieczorem spaść gwałtownie do 15 mm, tuż po przesunięciu się linii zbieżności na zachód.

5. Dynamika oraz charakterystyka pola opadów

Dnia 11 maja 2018 roku sytuacja synoptyczna oraz parametry konwekcyjne przyczyniły się do błyskawicznego rozwoju komórek burzowych nad Polską. Pierwsze wyładowania pojawiły się krótko po godzinie 12:00 czasu lokalnego na wschód od Bydgoszczy. W następnych godzinach uformowała się linia burz łącząca Karpaty z Morzem Bałtyckim. Komórkom towarzyszyły nawałne opady deszczu i porywisty wiatr, lokalnie wystąpił także grad. Stacjonarny charakter linii konwergencji, a co za tym idzie niewielka prędkość przemieszczania się burz, przyczyniła się do większych sum opadu, które spowodowały podtopienia na terenach objętych zjawiskiem. Problem powodzi błyskawicznej spowodowanej krótkotrwałym, ale nawałnym opadem deszczu pochodzącym z pojedynczej komórki burzowej, doskonale obrazuje sytuacja z Gdańska. O godzinie 16:00 nad Pruszczem Gdańskim powstała niewielka komórka opadowa, która na obrazie radarowym z 16:10 widnieje już jako superkomórka burzowa, generująca opad nawałny o natężeniu przekraczającym 30 mm/h (według sieci POLRAD) (rys. 7) oraz lokalnie grad (produkt ZHAIL, IMGW). Kształt smug opadowych, lokalny zasięg największych opadów i szkody, jakie spowodowały opady, sugerują wystąpienie zjawiska downburst. W ciągu godziny w centrum Gdańska spadło 39 mm deszczu, podczas gdy średni miesięczny opad w maju w tym rejonie wynosi 43 mm. Co więcej, w zasięgu samego rdzenia opadowego podobne sumy opady wystąpiły w czasie zaledwie 30 minut.

Wystąpienie zjawiska downburst nad Gdańskiem uchwycono na filmie autorstwa gdańskiego fotografa Piotra Majchrzaka (rys. 9). W ciągu zaledwie kilku minut powstała rozległa strefa opadowa, obejmująca swoim zasięgiem niemal cały dolny taras Gdańska, ze Śródmieściem, Głównym Miastem, Aniołkami i Siedlcami włącznie, a więc jedną z najgęściej zaludnionych i najbardziej zurbanizowanych części miasta (rys. 8). Ogromna ilość wody z opadu, przy niewielkiej infiltracji i dużej roli spływu powierzchniowego, doprowadziła do licznych podtopień, zalania tuneli, piwnic oraz najniższych kondygnacjach budynków.



Rys. 7. Obrazy radarowe natężenia opadów [źródło: misi.ayz.pl/pogodynka]



Rys. 8. Rozkład opadu godzinowego w Gdańsku

[źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Gdańskich Wód oraz systemu POLRAD]



Rys. 9. Widok na rdzeń opadowy [fot. Piotr Majchrzak]

Strefa burz na froncie zaczęła rozpadać się późnym wieczorem. O północy pozostawała jeszcze niewielka strefa opadów w województwie kujawsko-pomorskim i we wschodniej części województwa pomorskiego. Do tego czasu nad obszarem Gdańska niejednokrotnie pojawiały się kolejne umiarkowane i przelotne opady deszczu.

6. Podsumowanie i wnioski

W dniu 11 maja 2018 roku zaistniały bardzo dogodne warunki dla rozwoju konwekcji. Silnie wypiętrzone komórki burzowe powstawały licznie na linii konwergencji przed frontem chłodnym, nasuwającym się nad Polskę z zachodu, a później na linii quasi-stacjonarnego, zafalowanego frontu atmosferycznego, który wraz z linią zbieżności przebiegał południkowo, od Pomorza po Górny Śląsk. Istotny wpływ na natężenie i przebieg opadu miała duża kolumnowa zawartość pary wodnej (PWAT) oraz prawie 25% udział pary wodnej w warstwie powyżej 3000 m n.p.m., co umożliwiało występowanie kondensacji, nawet do 7-8 km. Krótki, ale gwałtowny wzrost wartości PWAT w Gdańsku o godzinie 15:00 przełożył się bezpośrednio na gwałtowny

rozwoj konwekcji oraz wystąpienie opadów o charakterze nawałnym. Ich suma wyraźnie przekroczyła wartość notowanego PWAT. O sumie opadu decyduje zespół czynników, które sprawiają, że w ciągu kilkunastu, kilkudziesięciu minut, suma opadu może przekroczyć wartość PWAT [Kozuchowski 2016]. Gwałtowny spadek PWAT 12 maja był związany z adwekcją ze wschodu dość suchego powietrza kontynentalnego o dużym kontraście termiczno-wilgotnościowym.

Charakter opadu w czasie przechodzenia nad Gdańskiem omawianej komórki burzowej, kształt rdzenia i smug opadowych oraz niewielki obszar oddziaływania są charakterystyczne dla zjawiska downburst, czyli silnego prądu zstępującego połączonego z nawałnym opadem deszczu. Wychłodzona porcja powietrza z dużą prędkością, grawitacyjnie opada, ciągnąc za sobą strugi deszczu. Uderza następnie w powierzchnię ziemi, w postaci wiatru, którego prędkość dość często przekracza 100 km/h. Bezpornym dowodem na wystąpienie zjawiska downburst jest dokumentacja filmowa, która pozwala wyodrębnić tzw. „stopę opadową” (z ang. *rain foot*). Zjawiska typu downburst są niezwykle trudne do przewidzenia, zwłaszcza jeśli są związane z rozproszoną konwekcją wewnątrz jednolitej masy powietrza lub z wyizolowanymi burzami, powstającymi np. na stacjonarnej linii konwencji.

Opady nawałne stają się coraz większym problemem rozrastających się miast, w których tereny naturalne, o względnie wysokiej retencji, są zastępowane powierzchniami nieprzepuszczalnymi, takimi jak betonowe chodniki czy asfaltowe drogi [Schmittner, Giresse 1996]. W tej sytuacji nawet znaczne inwestycje w tzw. małą retencję nie zniwelują zagrożenia podtopieniami [Kolarski, Kalinowska 2017]. Jednocześnie ograniczony zasięg i natężenie zjawiska downburst uniemożliwiają skuteczne ostrzeżenie ludności. Jednym ze sposobów poprawy tej sytuacji jest zagęszczenie sieci pomiarowej i wykorzystanie radarów meteorologicznych o małym zasięgu, ale wysokiej rozdzielczości przestrzennej i czasowej. Dysponując takimi danymi, z kilkunastominutowym wyprzedzeniem można wydać dość dokładne zalecenie lub komunikat meteorologiczny o możliwości pojawienia się bardzo silnego wiatru z intensywnymi opadami deszczu. Zatem powódź błyskawiczna z 11 maja 2018 roku wskazuje na konieczność usprawnienia oraz poprawę skuteczności systemu prognozowania zjawisk burzowych w Polsce.

Literatura

- Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken C., Anthes R.A., Dandolph H.W., 1992, GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 97 (D14), 15787-15801, DOI: 10.1029/92JD01517
- Borga M., Anagnostou E.N., Blöschl G., Creutin J., 2010, Flash floods: Observations and analysis of hydro-meteorological controls, *Journal of Hydrology*, 394 (1-2), 1-3, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.07.048
- Chen B., Liu Z., Wong W., Woo W., 2017, Detecting water vapor variability during heavy precipitation events in Hong Kong using the GPS tomographic technique, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34, 1000-1019, DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0115.1
- Fujita T., 1985, The downburst, microburst and microburst, SMRP Research Paper, 210, dostępne online: <https://swco-ir.tdl.org/handle/10605/262010> (19.11.2019)

- Kidder S.Q., Jones A.S., 2007, A blended satellite total precipitable water product for operational forecasting, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24 (1), 74-81, DOI: 10.1175/JTECH1960.1
- Kolerski T., Kalinowska D., 2017, Flood management in urban basins of the city of Gdańsk, [w:] *Proceedings of the 15th International Symposium on Water Management and Hydraulics Engineering*, D. Bekić, D. Carević, D.V. Kačićeva (red.), University of Zagreb, 84-92
- Kożuchowski K.M., 2016, Zawartość wody opadowej w atmosferze i opady w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 61 (3-4), 151-169
- Leung W.-H., 2010, *Meteorology basics: Convergence and divergence*, Hong Kong Observatory, dostępne online: <https://www.hko.gov.hk/education/edu01met/wxphe/ele-condiv-e.htm> (19.11.2019)
- Orville H.D., Farley R.D., Chi Y.-C., Kopp F.J., 1989, The primary cloud physics mechanisms of microburst formation, *Atmospheric Research*, 24 (1-4), 343-357, DOI: 10.1016/0169-8095(89)90054-9
- Sene K., 2016, *Flash Floods*, [w:] *Hydrometeorology. Forecasting and applications*, K. Sene (red.), Springer International Publishing, 273-312
- Schmittner K.-E., Giresse P., 1996, Modelling and application of the geomorphic and environmental controls on flash flood flow, *Geomorphology*, 16 (4), 337-347, DOI: 10.1016/0169-555X(96)00002-5
- Wakimoto R.M., Brangi V.N., 1988, Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project, *Monthly Weather Review*, 116, 1521-1539, DOI: 10.1175/1520-0493(1988)116<1521:DPOOMA>2.0.CO;2
- Wang H., Chandrasekar V., He J., Shi Z., Wang L., 2018, Characteristic analysis of the downburst in Greeley, Colorado on 30 July 2017 using WPEA method and X-band radar observations, *Atmosphere*, 9 (9), DOI: 10.3390/atmos9090348

Streszczenie

Celem opracowania jest analiza warunków meteorologicznych, jakie przyczyniły się do zjawiska opadu nawałnego i w jego efekcie do powodzi błyskawicznej w Gdańsku 11 maja 2018 roku. Dogłębne poznanie mechaniki tego zjawiska oraz jego genezy ułatwi w przyszłości rozpoznanie potencjalnego zagrożenia podobnymi zdarzeniami pogodowymi oraz przygotować miasta na ekstremalne zjawiska opadowe. Szczególną uwagę zwrócono na znaczenie kolumnowej zawartości pary wodnej w troposferze (PWAT) w czasie powstawania zdarzenia z opadem nawałnym. Analizę wybranego przypadku przeprowadzono na podstawie map synoptycznych, skanów radarowych z sieci POLRAD, raportów naocznych świadków (w tym materiałów foto i wideo) oraz pomiarów sumy opadów z sieci IMGW-PIB oraz Gdańskich Wód. Wykorzystano również dane o kolumnowej zawartości pary wodnej w troposferze (ang. *Global Navigation Satellite Systems*, w skrócie GNSS) [Bevis 1992], a także pomiary z radiosondaży meteorologicznych. Wynikiem tych badań są wykresy zmienności zawartości pary wodnej w pionowym profilu troposfery oraz mapy przestrzennego rozkładu opadów. Punktowość oraz intensywność opadu, a także analiza warunków meteorologicznych wraz z naocznymi obserwacjami, pozwalają stwierdzić, że analizowane zdarzenie można zakwalifikować jako microburst. Zostało ono wygenerowane przez mocno uwodnioną superkomórkę burzową w zasięgu oddziaływania przedfrontowej linii konwergencji, jak i bliskości zafalowanego frontu atmosferycznego. Obecność wspomnianych czynników, w środowisku ciepłej i zasobnej w wilgoć masy powietrza, spowodowało masowy rozwój głębokiej konwekcji, której efektem były liczne, mocno uwodnione burze, przebiegające wzdłuż

południkowej osi linii zbieżności wiatru. Wśród tych komórek wiele spowodowało lokalne podtopienia w dużych miastach, które są szczególnie narażone na nawałne opady deszczu. Przypadek z Gdańska jest jednak ekstremalny. Podczas opadu trwającego około 50 minut deszczomierze będące na wyposażeniu Gdańskich Wód zanotowały niemal 40 mm opadu, co jest odpowiednikiem blisko miesięcznej sumy opadu w maju. Warto także odnotować, że średnica rdzenia opadowego była mniejsza niż 4 km, co jest typowe dla gwałtownych prądów zstępujących w komórkach burzowych.

Słowa kluczowe

Ciśnienie pary wodnej, IWV, PWATER, kolumnowa zawartość pary wodnej, linia zbieżności wiatru, front chłodny, konwekcja, opad nawałny, GNSS, downburst, burze.

Summary

The following research was prepared in order to analyse the meteorological conditions that led to a flash flood in Gdansk on May 11th, 2018, caused by major convective downpour. Better understanding of both genesis and course of the actions during such events is key to improve forecasting of those phenomenons in the future. Continuous climate change forces more detailed case studies of those events, which is crucial for improved forecasting and adapting cities for dealing with severe downpours, more likely to appear than ever before. For this purpose, a water vapor congestion in the troposphere was calculated for a severe convective rains to form. Detailed case study of May 11th, 2018 flash flood in Gdansk was prepared, based on synoptic charts, radar data collected by polish national weather radar network (POLRAD), eye witnesses' reports (including photo and video evidences). Additional research material was studied on direct meteorological measurements of the accumulated precipitation, taken by autonomous rain gauges owned by The Institute of Meteorology and Water Management (IMGW) and Waters of Gdansk (Gdańskie Wody), and also from a satellite measured congestion of water vapor in the troposphere (Global Navigation Satellite Systems – GNSS)(Bevis, 1992), additionally from atmospheric radio soundings.

Extraordinary local impact of the downpour and its intensity, both combined with photographic evidences allow to assume, that the flash flood was caused by microburst associated with high-precipitation low-based supercell, formed within the pre-frontal convergence line. The presence of such conditions inside the hot, moist airmass led to formation of a deep, moist convection with multiple high-precipitation (HP) stormcells, including supercells, located along the meridional axis of the convergence line. Many of those cells caused local floodings, mostly in large cities, which are more favourable for such events. The case from Gdansk is an extreme example – during approximately 50-minute-long downpour, rain gauges operated by Waters of Gdansk has measured as much as 40 mm of accumulated precipitation, while around 45 mm of rain is an average for Gdansk during the entire May. What is also worth of noting is the fact that the area which was covered by the rain shaft was 4 km wide, which indicates a severe downdraft of the storm cell as a major reason for such an extreme rainfall.

Keywords

Water vapor pressure, precipitable water, IWV, PWATER, wind convergence zone, cold front, convection, rain shaft, GNSS, downburst, storms.

OCENA ODTWORZENIA PÓL OPADU W MODELACH KLIMATYCZNYCH Z PROJEKTU EURO-CORDEX DLA OBSZARU POLSKI

EVALUATION OF THE PRECIPITATION FIELD RECONSTRUCTED IN THE CLIMATE
MODELS FROM THE EURO-CORDEX PROJECT FOR THE POLISH DOMAIN

Krzyszyna KONCA-KĘDZIERSKA

1. Wprowadzenie

Bieżące obserwacje klimatu w oczywisty sposób dokumentują zachodzącą zmianę klimatu Polski. Zmianom ulegają charakterystyki średnie parametrów meteorologicznych, częstość występowania zdarzeń ekstremalnych oraz prognozy te zdarzenia określające. Coraz trudniej w szeregach rocznych danych odnaleźć charakterystyczne wahania odpowiadające definicjom tradycyjnych pór roku. Z wielu różnych powodów (społecznych, ekonomicznych) chcemy wiedzieć, jak te zmiany będą kształtować się w przyszłości. Społeczność międzynarodowa od wielu lat zajmuje się problemem zmian klimatycznych w skali globalnej, czego wyrazem jest powołanie w 1980 r. programu WCRP (ang. *World Climate Research Programme*). Głównym zadaniem WCRP jest określenie przewidywalności zmiany klimatu w skali globalnej oraz badanie, jaki wpływ na tę zmianę ma działalność człowieka. Do realizacji tego celu w ramach WCRP rozwijane są modele globalne, znane jako Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation models (AOGCMs). Jednak ze względu na małą rozdzielczość modeli globalnych, analiza zmiany klimatu w skali regionalnej i lokalnej przy wykorzystaniu AOGCMs była niezadowolająca. Konieczność dostarczenia narzędzia odpowiedniego do analiz lokalnych [Giorgi in. 2009] spowodowała utworzenie projektu CORDEX (ang. *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*), który ma na celu koordynować i upowszechniać wyniki prac dotyczących regionalnych i lokalnych projekcji klimatu.

W ramach tego projektu zostały udostępnione regionalne projekcje klimatyczne, które są wynikami pochodzącymi z modeli regionalnych (o rozdzielczości 0,44°, 0,22° i 0,11°) zagnieżdżonych w modelach globalnych, dla różnych domen, w tym dla rejonu Europy pod nazwą EURO-CORDEX. W ramach EURO-CORDEX-u dostępne są trzy rodzaje danych: symulacje hindcast, symulacje historyczne i scenariusze klimatyczne [EURO-CORDEX 2017]. Symulacje hindcast dotyczą okresu 1989-2008 i wykorzystują dane początkowe i brzegowe pochodzące z reanaliz ERA Interim [Berrisford i in. 2011]. Dane te są wykorzystywane do oceny jakości samych modeli regionalnych oraz ich udoskonalania. Symulacje historyczne obejmują okres 1951-2005, a modele regionalne (RCM) są zasilane danymi brzegowymi i początkowymi z modeli globalnych (GCM). Przez konfrontację projekcji historycznych z regionalnymi polami referen-

cyjnymi można wyselekcjonować najbardziej odpowiednie pary GCM-RCM, gdyż wyniki modeli są różne. Nawet dostępna rozdzielczość $0,11^\circ$ (czyli około 12 km) nie pozwala na symulację wszystkich procesów zachodzących w atmosferze, a więc wymagana jest parametryzacja pewnych procesów podsiatkowych. Sposoby parametryzacji oraz stosowane rozwiązania numeryczne stanowią przyczynę występujących różnic między projekcjami klimatycznymi. Przeprowadzając ich ewaluację pod względem dopasowania do warunków lokalnej domeny w okresie historycznym i opierając się na założeniu, że jakość odtwarzania klimatu przeszłego, daje podstawy do przyjęcia poprawności generowanego obrazu zmian klimatu w przyszłości, wybieramy najlepsze zestawienia GCM-RCM. Przeprowadzona analiza dotyczy wartości ekstremalnych sumy opadu dobowego *RR*. Polegała ona na porównaniu współczynnika korelacji i wariancji pól generowanych przez modele i lokalnych pól referencyjnych. Ponadto zastosowano metody analizy obiektowej dla pól dwóch charakterystyk: *RL10* – Return Level – dla okresu 10 lat (opad dobowy, który w ciągu kolejnych 10 lat wystąpi przynajmniej raz) oraz indeks klimatyczny (*RR30*) określający liczbę dni, w których opad dobowy $RR \geq 30$ mm. Porównywanymi obiektami były obszary, w których dana charakterystyka przekracza przyjęty poziom. Opierając się na takiej analizie w okresie 1978-2005 zostały wskazane najlepsze projekcje dla obszaru Polski pod względem odtwarzania wartości ekstremalnych sumy opadu dobowego spośród 10 wybranych z bazy projektu EURO-CORDEX.

2. Metody oceny projekcji klimatycznych

Zasoby bazy projektu EURO-CORDEX stanowią bogate źródło informacji na temat możliwej, najbardziej prawdopodobnej przyszłej zmiany klimatu, jednak wyniki poszczególnych par GCM-RCM znacznie różnią się między sobą, co wynika z zastosowania w modelach różnych sposobów parametryzacji procesów podsiatkowych, stosowania odmiennych algorytmów numerycznych, jak również zasilania modeli regionalnych danymi z różnych modeli globalnych. Żeby uzyskać jak najbardziej solidne, wiarygodne wyniki analiz, należy je przeprowadzać na jak najszerzej wiążące scenariuszy klimatycznych, wyselekcjonowanych z dostępnych w bazie EURO-CORDEX [EURO-CORDEX 2017]. Jednak nie mniej ważne jest, aby wybrane scenariusze odpowiadały warunkom lokalnym. W celu wyselekcjonowania odpowiedniej wiązki należy dla projekcji historycznych przeprowadzić analizę statystyczną zgodności z polami dla danych obserwacyjnych lub pól referencyjnych. Analiza taka powinna dotyczyć charakterystyk klimatycznych, na przykład średnich miesięcznych ze średnich dobowych temperatury lub sumy miesięcznej opadu lub innych statystycznych wielkości, gdyż modele klimatyczne dostarczają informacji o zmienności klimatu jedynie dla ograniczonych skal przestrzennych i czasowych.

Bardzo przydatnym narzędziem do analizy podstawowych charakterystyk dopasowania projekcji klimatycznych do pola referencyjnego jest diagram Tylora [Taylor 2001]. Na jednym wykresie pozwala przedstawić błąd średni kwadratowy (*RMS*), współczynnik korelacji (ρ) i relację średniego odchylenia kwadratowego (σ) dla grupy modeli w stosunku do pola referencyjnego. Dwuwymiarowa metoda oceny scenariuszy na podstawie kilku pól parametrów meteorologicznych równocześnie, oparta na ocenie zmienności parametrów w wiążące za pomocą *MVI*

(ang. *Model Variability Index*) i miary odtworzenia pól *MCPI* (ang. *Metric Climate Performance Index*) została zaproponowana w pracy Gleckler i in. [2008]. Miarę oceny zmienności *MVI* konstruuje się na podstawie stosunków wariancji symulacji i obserwacji, co w przypadku wielu analizowanych pól ($f = 1, \dots, F$) przyjmuje postać:

$$MVI_{mr} = \sum_1^F \left[\beta_{mf} - \frac{1}{\beta_{mf}} \right]^2 \quad (1)$$

gdzie β_{mf} jest pierwiastkiem kwadratowym ze stosunku wariancji pola symulowanego i referencyjnego parametru f :

$$\beta_{mf}^2 = \frac{VAR_{mf}}{VAR_f} \quad (2)$$

Natomiast w przypadku ograniczenia analizy do jednego pola sumy dobowej opadu, zamiast metryki *MVI* dany model był charakteryzowany za pomocą samego stosunku wariancji:

$$\beta_{mRR} = \sqrt{\frac{VAR_{mRR}}{VAR_{rRR}}} \quad (3)$$

Miara odtworzenia pól *MCPI* jest oparta na średniokwadratowym błędzie (*RSM*). Określa się „typowy” w wiązce błąd dla danego parametru meteorologicznego jako medianę ciągu błędów średniokwadratowych dla wszystkich modeli:

$$\bar{E}_f = \text{median}(RMS_{fm}) \quad (4)$$

Następnie definiuje się błąd względny dla każdego modelu w odniesieniu do tego „typowego” błędu:

$$E'_{mfr} = \frac{E_{mfr} - \bar{E}_f}{\bar{E}_f} \quad (5)$$

Miara *MCPI* dla każdego modelu jest średnią z wartości błędów względnych dla wszystkich pól:

$$MPCI_{mr} = \text{mean}(E'_{mfr}) \quad (6)$$

Odkładając wartości (MVI_{mr} , $MPCI_{mr}$) na płaszczyźnie, możemy ocenić względną jakość modeli. Obie miary są bezwymiarowe, a jako najbardziej reprezentatywne wybierane są modele zlokalizowane w pobliżu punktu (0,0). W przypadku stosowania powyższej metody do przypadku jednego pola referencyjnego i pola sumy dobowej opadu modele charakteryzowane są parą wartości (β_{mRR} , $MPCI_m = E'_{mRR}$).

Powyższe metody pozwalały na porównanie modeli pod względem ich ogólnej, uśrednionej jakości odtworzenia klimatu w okresie historycznym. Zdarzają się sytuacje, kiedy interesującym parametrem są ekstremalne wartości sumy opadu dobowego w przyszłości. Wtedy selekcja najlepszych projekcji klimatycznych powyższymi metodami może okazać się nieskuteczna.

Aby ocenić odtwarzanie przez modele wartości ekstremalnych, zostały wybrane dwa parametry: $RL10$ (poziom opadu dobowego przekraczany co najmniej raz w okresie 10 lat) oraz indeks klimatyczny $RR30$, czyli liczba dni, w których suma opadu dobowego $RR \geq 30$ mm. Parametr $RL10$ jest wyznaczany na podstawie dopasowanego dla szeregu sum dobowych opadu rozkładu wartości ekstremalnych z rodziny rozkładów GEV (ang. *Generalized Extreme Value*) [Gilleland 2019a]:

$$G(x) = \exp \left\{ - \left[1 + \zeta \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{\frac{-1}{\zeta}} \right\} \quad (6)$$

definiowanej przez parametry: ζ – kształtu, μ – lokalizacji, σ – skali. Wartość $RL10$ jest określona jako percentyl dla okresu 10 lat z dopasowanego rozkładu [Gilleland, Katz 2011]. Szczegóły zastosowanych algorytmów do wyznaczania $RL10$ znajdują się w opisie pakietu „extRemes” [Gilleland 2019a] dostępnego w środowisku programowania R [R Core Team 2017] i pracy Ferro, Segers [2003]. Dla indeksu klimatycznego $RR30$ jako wartość progową wybrano 30 mm, która jest dolną granicą przedziału wydawanych przez IMGW-PIB ostrzeżeń o intensywnych opadach deszczu. Wartości tych parametrów obliczano dla szeregów czasowych w każdym węźle siatki, uzyskując w ten sposób ich mapy dla przyjętego wielolecia. Na uzyskanych mapach, zarówno dla danych referencyjnych jak i dla projekcji klimatycznych, można określać spójne przestrzennie obszary o podobnych wartościach danego parametru. Jeśli rozkład przestrzenny takich obszarów obu rodzajów danych wejściowych jest podobny, pozwala to na wyciągnięcie wniosku, że oba strumienie danych w podobny sposób opisują intensywność i lokalizację występowania silnych opadów.

Od wielu lat metody obiektowe stosowane są do jakościowej weryfikacji numerycznych prognoz opadu [Ebert i in. 2000]. Analiza za pomocą RMS w przypadku prognoz opadu może być nieadekwatna ze względu na lokalność zjawiska, małe przesunięcia obszarów o dużym natężeniu opadów mogą generować duże wartości RMS , chociaż prognoza daje dobre przybliżenie informacji o tym, jak będzie kształtować się ogólna charakterystyka zjawiska na całym objętym prognozą obszarze [Gilleland i in. 2010]. Analogiczny punkt widzenia obowiązuje w ewaluacji projekcji klimatycznych. Oczekujemy, aby uzyskany obraz klimatu, czyli pogody w dużych skalach czasowych (wieloletnich) i przestrzennych (domeny), odpowiadał opisowi klimatu przeszłego w tych samych ogólnych kategoriach. W przeprowadzonej analizie porównywano obiekty zdefiniowane jako obszary, w których badana charakterystyka przekracza zadany poziom wyznaczony charakterystykami statystycznymi, czyli 90% percentyl danego parametru w przypadku obserwacji lub 90% percentyl w przypadku pola tego parametru uzyskanego dla danych modelowych. W pierwszym przybliżeniu porównanie otrzymanych map obiektów opiera się na liczbie obiektów skojarzonych w mapach dla modelu i pola referencyjnego oraz liczby obiektów, dla których nie udało się określić wzajemnej odpowiedniości. Ważnym elementem oceny jest również położenie

tych typów obiektów. Bardziej szczegółową analizę można oprzeć na metodzie znanej pod nazwą CRA – Contiguous Rain Area [Ebert, McBride 2000], gdzie zaproponowano podział błędu całkowitego *RSM* pomiędzy odpowiadającymi sobie obiektami na składniki związane z różnicą położenia obiektów, ich wielkością oraz kształtem.

3. Dane

Analizowane pola dobowej sumy opadu na obszarze Polski pochodzą z dziesięciu modeli z bazy projektu EURO-CORDEX, opracowanej w ICM (Interdyscyplinarne Centrum Modelowania Matematycznego i Komputerowego UW) na potrzeby prowadzonych tam projektów. W tabeli 1 zostały wymienione nazwy modeli globalnych GCM i regionalnych RCM, za pomocą których zostały wygenerowane te projekcje dla okresu historycznego 1978-2005. Numer kolejny poszczególnych projekcji posłużył do utworzenia skrótu postaci M_i ($i = 1, \dots, 10$) stosowanego w legendach do rysunków oraz tekście pracy do odwoływania się do nich.

Granice analizowanego okresu 1978-2005 wyznaczają: górną koniec okresu historycznego dla scenariuszy, dolną zakres danych referencyjnych wykorzystywanych w pracy. Dane referencyjne zostały przygotowane i udostępnione w ramach akcji projektu European Cooperation in Science & Technology COST VALUE ES1102, której celem była walidacja i rozwijanie metod „downscalingu” w obszarze badania zmian klimatu. Są to interpolowane do siatki rotacyjnej o rozdzielczości $0,11^\circ$, analogicznej jak siatka projekcji klimatycznych EURO-CORDEX, dane obserwacyjne dobowej sumy opadu udostępnione przez IMGW-PIB. Domena, na której rozpatrywane są projekcje klimatyczne i interpolowane dane obserwacyjne, obejmuje dokładnie obszar Polski (wyłącznie punkty siatki należące do Polski).

4. Wyniki

4.1. Wyniki analizy metodą ogólną

W celu porównania projekcji klimatycznych z danymi referencyjnymi pod względem podstawowych charakterystyk statystycznych został sporządzony diagram Taylora dla standary-

Tabela 1. Zestawienie analizowanych projekcji klimatycznych

M	Model globalny	Model regionalny
1	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CLMcom-CCLM4-8-17
2	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	SMHI-RCA4
3	ICHEC-EC-EARTH	CLMcom-CCLM4-8-17
4	ICHEC-EC-EARTH	SMHI-RCA4
5	ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22E
6	IPSL-IPSL-CM5A-MR	IPSL-INERIS-WRF331F
7	IPSL-IPSL-CM5A-MR	SMHI-RCA4
8	MOHC-HadGEM2-ES	SMHI-RCA4
9	MPI-M-MPI-ESM-LR	CLMcom-CCLM4-8-17
10	MPI-M-MPI-ESM-LR	SMHI-RCA4

zowanych miesięcznych sum opadu (rys. 1). W analizie uwzględniono również pola dla wartości średniej i mediany w analizowanej wiązce projekcji. Najwyższa wartość współczynnika korelacji została osiągnięta dla pola wartości średniej (powyżej 0,4) i jest to pole znajdujące się najbliżej pola referencyjnego, jednak charakteryzuje się ono o połowę mniejszym odchyleniem standardowym niż pole referencyjne.

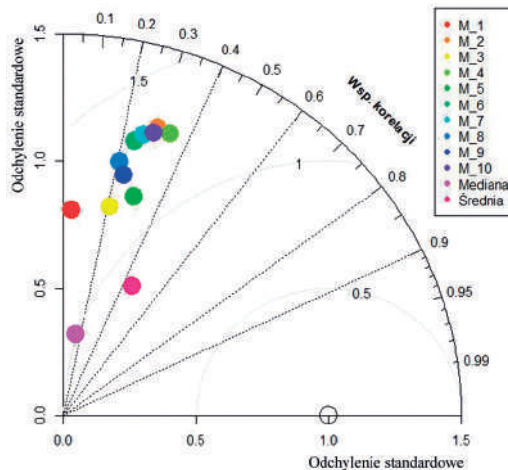
Natomiast cztery projekcje (M_2, M_4, M_6, M_10) osiągnęły wartości współczynnika korelacji z przedziału (0,3, 0,4) i podobne jak pole referencyjne wartości odchylenia standardowego. Każda z tych projekcji jest zagnieżdżona w innym modelu globalnym GCM, natomiast w trzech z nich został zastosowany ten sam model regionalny SMHI-RCA4.

W przypadku analizowania jednego parametru meteorologicznego miara odtworzenia pól *MCPI* sprowadza się do analizy błędu względnego E' , którego wykres przedstawiono na rysunku 2.

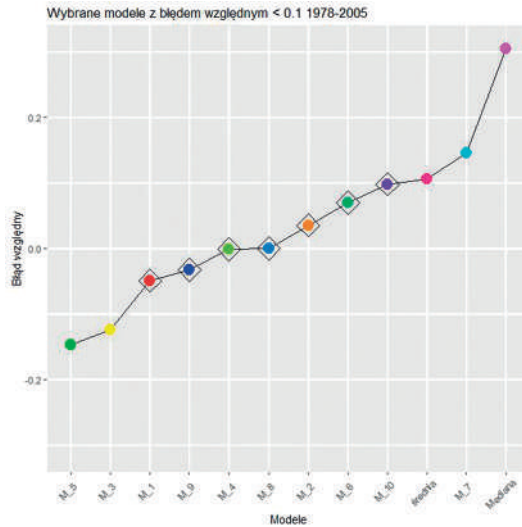
Na rysunku 2 zaznaczono rombami zaznaczono te projekcje, dla których błąd względny nie przekracza 10%. Modele M_3 (ICHEC-EC-EARTH, CLMcom-CCLM4-8-17), M_5 (ICHEC-EC-EARTH, KNMI-RACMO22E), M_7 (IPSL-IPSL-CM5A-MR, SMHI-RCA4) oraz średnia i mediana w wiązce wykazały błąd względny powyżej tego progu, co oznacza, że bardziej różnią się od pola referencyjnego niż pozostałe.

Druga z miar *MVI*, przy stosowaniu jej dla jednego parametru meteorologicznego, miesięcznej sumy opadu, sprowadza się do stosunku wariancji i określa stopień, w jakim symulacje zachowują jego zmienność. Zestawienie obu miar, błędu względnego i stosunku wariancji, przedstawione na rysunku 3, pozwala na wyselekcjonowanie modeli, które najlepiej odtwarzają pole referencyjne (błąd względny jest najmniejszy i jednocześnie stosunek wariancji jest bliski jedności).

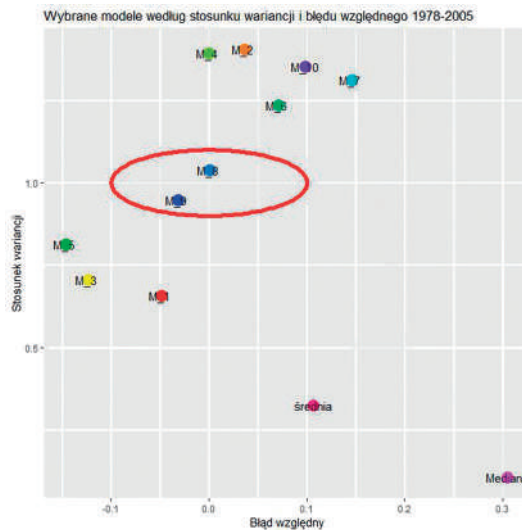
Projekcje M_8 (MOHC-HadGEM2-ES, SMHI-RCA4) i M_9 (MPI-M-MPI-ESM-LR, CLMcom-CCLM4-8-17) wykazały się wariancją bardzo zbliżoną do wariancji w polu referencyjnym (różnica nie przekracza 10%). Również błąd względny dla tych projekcji nie przekracza 10%. Wszystkie projekcje, dla których modelem regionalnym RCM jest SMHI-RCA4, wykazały



Rys. 1. Diagram Taylora dla miesięcznych sum opadu analizowanych projekcji klimatycznych oraz pól średniej i mediany w wiązce



Rys. 2. Wykres błędu względnego dla miesięcznych sum opadu analizowanych projekcji klimatycznych oraz pól średniej i mediana w wiązce; oznaczenie kolorystyczne symboli jak na rysunku 1, rombami zaznaczono modele, dla których błąd względny nie przekracza 10%

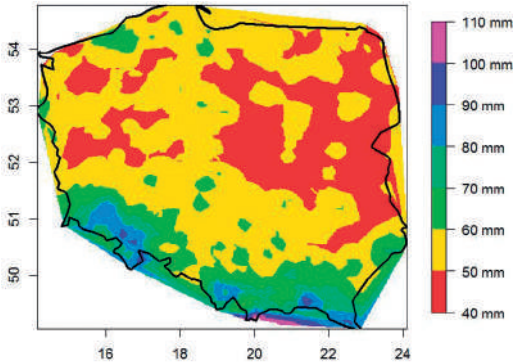


Rys. 3. Projekcje zaznaczone na płaszczyźnie (Błąd względny, Stosunek wariancji). Czerwonym owalem zaznaczono punkty dla projekcji (M_8 i M_9) najlepiej spełniające przyjęte kryteria

się większą wariancją niż pole referencyjne (około 50%), poza M_8, gdzie model SMHI-RCA4 jest zagnieżdżony w modelu globalnym GCM MOHC-HadGEM2-ES. Natomiast pola dla średniej i mediana z wiązki wykazały dużo mniejszą wariancję (mniej niż połowę wariancji dla pola referencyjnego) i błąd względny powyżej 10% (dla mediana błąd względny przekroczył nawet 30%).

4.2. Wyniki analizy dla RL10

Dla parametru *RL10*, czyli takiej wartości opadu dobowego, która w ciągu 10 lat zostanie przekroczona co najmniej raz, została przeprowadzona analiza metodą CRA. Dla pól analizowanych projekcji i obserwacji zostały policzone wartości *RL10* w każdym węźle siatki, za pomocą



Rys. 4. Mapa wartości RL_{10} , sumy opadu dobowego RR , przekraczana, co najmniej raz w okresach 10-letnich, dla obserwacji w okresie 1978-2015

pary procedur fevd i erlevd z pakietu „extRemes” [Gilleland 2019a]. Mapę otrzymanych wartości RL_{10} dla obserwacji przedstawiono na rysunku 4.

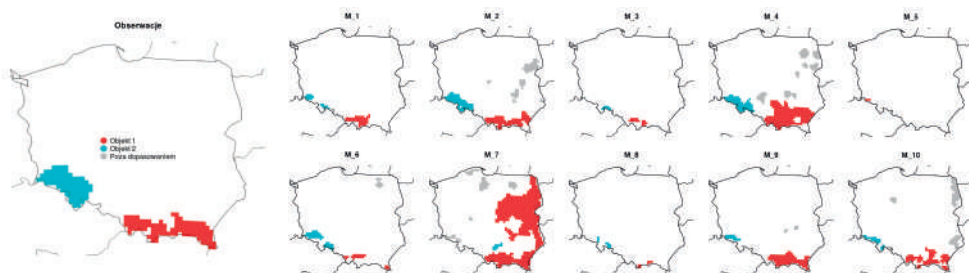
Wartości obliczonego dla obserwacji RL_{10} wynoszą od 40 do 120 mm. Prawie na całym obszarze Polski są ograniczone do 60 mm, jedynie w południowym, górskim obszarze przyjmują wartości powyżej 80 mm. Daje się też wyróżnić niewielkie obszary na północy, gdzie RL_{10} przekracza 70 mm, podczas gdy w otoczeniu tych obszarów wielkość RL_{10} jest znacznie niższa.

W polach RL_{10} , wykorzystując procedury pakietu „SpatialVx” [Gilleland 2019b], również ze środowiska programowania R, zostały określone statystyczne obiekty, czyli spójne obszary, w których wartość RL_{10} przekracza 90% percentyl. Wartość 90% percentyla dla RL_{10} w polu dla obserwacji wynosi $Q_{obs}^{90} = 69$, a zakres Q_{model}^{90} dla pól modelowych to przedział (57,77). Charakterystyki znalezionych, skojarzonych obiektów zawarto w tabeli 2.

Obiekty były dopasowywane dla par (dane referencyjne, projekcja) i przy przyjętych założeniach w polu dla danych obserwacyjnych zwykle znajdowano dwa obiekty (kolumna N^{MO}). W kolumnie Q_{model}^{90} zostały przedstawione wartości 90% percentyla dla modeli. Wartość minimalna percentyla 90% osiągnięta została dla M_5 i ze względu na fakt, że obiektów skojarzonych poszukuje się jednocześnie w obu polach pary (dane referencyjne, projekcja), w polu danych referencyjnych udało się zdefiniować jedynie jeden obiekt. Jedynie w przypadku modeli M_1 , M_3 ,

Tabela 2. Wartości parametrów charakteryzujących dopasowane obiekty dla RL_{10}

Model	Q_{model}^{90}	N^{MO}	O^{poz}	M^{poz}	Błąd CRA
M_1	61	2	0	0	269
M_2	70	2	0	5	175
M_3	65	2	0	0	305
M_4	73	2	0	7	408
M_5	57	1	1	0	145
M_6	62	2	0	1	281
M_7	77	2	0	5	947
M_8	61	2	0	0	317
M_9	67	2	0	2	223
M_{10}	70	2	0	4	224



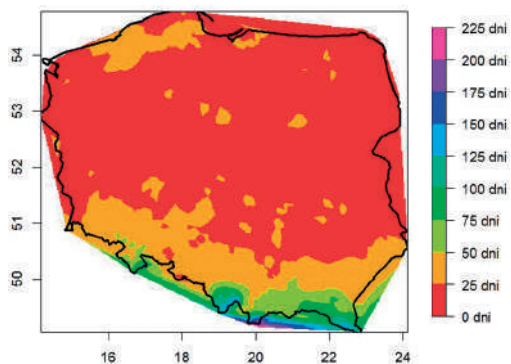
Rys. 5. Wynik dopasowywania obiektów określonych warunkiem na percentyl Q^{90} w polach $RL10$

M_8 liczba obiektów jest zgodna z liczbą obiektów w polu referencyjnym. W kolumnie M^{poza} znajduje się liczba dodatkowych obiektów, które nie mogły być skojarzone z obiektami w polu referencyjnym, dla wyżej wymienionych modeli w tej kolumnie jest 0. Zgodność liczby skojarzonych obiektów jest pierwszym warunkiem zgodności odtworzenia pola $RL10$, wiersze tabeli 2 spełniające ten warunek zostały wyróżnione kolorem zielonym. W pozostałych przypadkach liczba obiektów poza dopasowaniem, nieskojarzonych z obiektami w polu referencyjnym (M^{poza}), wynosi od 1 do 7 i obiekty te są zlokalizowane we wschodniej części Polski. Znalezione obiekty w polach $RL10$ przedstawiono na rysunku 5, obiekty skojarzone zaznaczone są kolorami czerwonym i niebieskim, obiekty dodatkowe znalezione w polach projekcji zaznaczono kolorem szarym.

4.3. Wyniki analizy dla $RR30$

Analogiczna analiza jak dla parametru $RL10$ została przeprowadzona dla indeksu klimatycznego $RR30$ zdefiniowanego jako liczba dni w danym okresie z sumą dobową opadu przekraczającą 30 mm. Policzono wartość tego indeksu w węzłach siatki a w uzyskanych polach zdefiniowano obiekty jako spójne obszary, w których $RR30$ przekracza wartość 90% percentyla. Mapa wartości $RR30$ dla polu referencyjnego przedstawiona jest na rysunku 6.

Na rysunku 6 można odczytać, że na prawie całym obszarze Polski w okresie 1978-2005 wartość $RR30$ nie przekracza 50 dni, a najwyższe wartości przyjmowane są na południowym,



Rys. 6. Mapa wartości $RR30$, liczba dni z sumą dobową opadu powyżej 30 mm, dla obserwacji w okresie 1978-2015

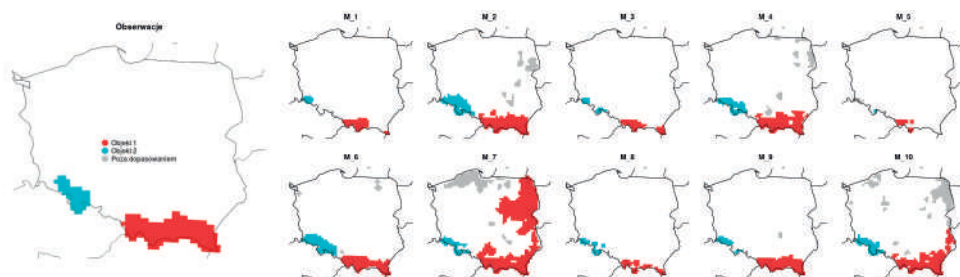
Tabela 3. Wartości parametrów charakteryzujących dopasowane obiekty dla *RL30*

Model	Q_{model}^{90}	N^{MO}	O^{poza}	M^{poza}	Błąd CRA
M_1	29	2	0	0	248
M_2	45	2	0	5	475
M_3	30	2	0	0	221
M_4	45	2	0	7	292
M_5	24	2	0	1	270
M_6	43	2	0	3	238
M_7	53	2	0	6	552
M_8	30	2	0	0	303
M_9	38	2	0	1	124
M_10	47	2	0	11	329

górzystym krańcu. Percentyl 90% wynosi $Q_{\text{obs}}^{90} = 39$, natomiast zakres jego wartości dla pól modelowych wynosi od 24 do 53 dni. Za pomocą procedur z pakietu „SpatialVx” przeprowadzono określenie i skojarzenie obiektów w polach *RR30*. Tabela 3 przedstawia parametry tej analizy. Podobnie jak w przypadku poprzedniej analizy, wartość minimalna $Q_{\text{model}}^{90} = 24$ została osiągnięta dla *M_5* i dla tego modelu występuje jeden obiekt nieskojarzony ($M^{\text{poza}} = 1$).

Jedynie w przypadku modeli *M_1*, *M_3*, *M_8* liczba obiektów jest zgodna z liczbą obiektów w polu referencyjnym. W pozostałych przypadkach liczba obiektów poza dopasowaniem, nieskojarzonych z obiektami w polu referencyjnym (M^{poza}), wynosi od 1 do 11. Na rysunku 7 w analogiczny sposób jak przy analizie *RL10*, przedstawiono znalezione i skojarzone obiekty w polach *RR30*.

Różnica w stosunku do poprzedniej analizy polega między innymi na tym, że obiektów nieznajdujących odpowiedników w polu obserwacji jest więcej i występują one nie tylko we wschodniej części Polski, ale są też zlokalizowane na terenach nadmorskich.

Rys. 7. Wynik dopasowywania obiektów określonych warunkiem na percentyl Q^{90} w polach *RR30*

5. Wnioski

Na podstawie analizy charakterystyk statystycznych stwierdzono, że dobową sumę opadu w modelu regionalnym SMHI4 jest dość wysoko skorelowana z danymi obserwacyjnymi. Jednak projekcje wykorzystujące ten model regionalny (poza MOHC-HadGEM2-ES-SMHI-

-RCA4 – M_8) mają znacznie mniejszą wariancję. Dwuwymiarowa analiza zmienności w wiązce i jakości odtworzenia pola referencyjnego wskazują na dwie projekcje MOHC-HadGEM2-ES-SMHI-RCA4 (M_8) i MPI-M-MPI-ESM-LR-CLMcom-CCLM4-8-17 (M_9) jako najbardziej dopasowane do warunków regionalnych. Jednocześnie z analizy wynika, że średnia i mediana w wiązce nie są dobrą reprezentacją tej wiązki w świetle przyjętych kryteriów. Jeśli przedmiotem badań są wartości ekstremalne, to selekcja modeli na podstawie ogólnych charakterystyk odtworzenia klimatu w okresie historycznym wymaga uzupełnienia o informację, jak modele odtwarzają te wartości. Informację o tym można uzyskać, analizując metodami obiektowymi pola indeksów klimatycznych lub innych statystyk związanych z wartościami ekstremalnymi. Analiza pól *RL10* i *RR30* pozwoliła wskazać trzy modele zadowalająco odtwarzające wartości ekstremalne opadu dobowego: dwa modele oparte na modelu regionalnym CLMcom-CCLM4-8-17 i modelach globalnych CNRM-CERFACS-CNRM-CM5 i ICHEC-EC-EARTH oraz model oparty na modelu globalnym MOHC-HadGEM2-ES i modelu regionalnym SMHI-RCA4.

Literatura

- Berrisford P., Dee D.P., Poli P., Brugge R., Fielding M., Fuentes M., Källberg P.W., Kobayashi S., Uppala S., Simmons A., 2011, The ERA-Interim archive Version 2.0, dostępne online: <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/8174-era-interim-archive-version-20> (19.11.2019)
- Ebert E.E., McBride J.L., 2000, Verification of precipitation in weather systems: determination of systematic error, *Journal of Hydrology*, 239 (1-4), 179-202, DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00343-7
- EURO-CORDEX, 2017, Guidance for EURO-CORDEX climate projections data use, Version 1.0, dostępne online: <https://euro-cordex.net/imperia/md/content/csc/cordex/euro-cordex-guidelines-version1.0-2017.08.pdf> (19.11.2019)
- Ferro C.A.T., Segers J., 2003, Inference for clusters of extreme values, *Journal of the Royal Statistical Society. Series B: Statistical Methodology*, 65 (2), 545-556, DOI: 10.1111/1467-9868.00401
- Gilleland E., 2019a, Extreme Value Analysis Package 'extRemes', Version 2.0-10, dostępne online: <http://www.ral.ucar.edu/staff/ericg/extRemes> (19.11.2019)
- Gilleland E., 2019b, Spatial Forecast Verification Package 'SpatialVx', Version 0.6-4, dostępne online: <http://www.ral.ucar.edu/projects/icp/SpatialVx> (19.11.2019)
- Gilleland E., Ahijevych D.A., Brown B.G., Ebert E.E., 2010, Verifying forecasts spatially, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91 (10), 1365-1373, DOI: 10.1175/2010BAMS2819.1
- Gilleland E., Katz R.W., 2011, New software to analyze how extremes change over time, *Eos*, 92 (2), 13-14 <http://www.ral.ucar.edu/projects/icp/SpatialVx> (19.11.2019)
- Giorgi F., Jones C., Asrar G.R., 2009, Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX Framework, *WMO Bulletin*, 58 (3), dostępne online: <https://public.wmo.int/en/bulletin/addressing-climate-information-needs-regional-level-cordex-framework> (19.11.2019)
- Gleckler P.J., Taylor K.E., Doutriaux C., 2008, Performance metrics for climate models, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 113 (D6), DOI: 10.1029/2007JD008972
- Taylor K.E., 2001, Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 106 (D7), 7183-7192, DOI: 10.1029/2000JD900719

R Core Team, 2017, R: a language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing, dostępne online: <https://www.gbif.org/tool/81287/r-a-language-and-environment-for-statistical-computing> (19.11.2019)

Streszczenie

Przy ocenie scenariuszy klimatycznych przyjmuje się, że model dobrze odtwarzający okres historyczny będzie dawał poprawny obraz zmiany klimatu w przyszłości. Przeprowadzona analiza dotyczy dziesięciu scenariuszy klimatycznych dla obszaru Polski wybranych z bazy projektu EURO-CORDEX i okresu 1978-2005. Ogólną ocenę jakości przeprowadza się przez porównanie współczynnika korelacji i wariancji pól generowanych przez modele z polami referencyjnymi, uzyskanymi przez interpolowanie danych obserwacyjnych do punktów tej samej co modele siatki. Informację o wartościach wspomnianych wyżej charakterystyk statystycznych dla grupy projekcji klimatycznych dla jednego parametru meteorologicznego wygodnie jest oceniać za pomocą diagramu Tylora, na którym można łatwo wskazać projekcje najbliższe pola referencyjnego. Metoda oceny scenariuszy na podstawie kilku parametrów meteorologicznych równocześnie opiera się na ocenie zmienności w wiązce, której miarą jest *MVI* (ang. *Model Variability Index*) konstruowany na podstawie stosunków wariancji i współczynnik odtworzenia pól *MCPI* (ang. *Metric Climate Performance Index*), będący średnią wartością względnego błędu kwadratowego. Oba współczynniki są bezwymiarowe, a wartości dla modeli, których pola są najbardziej dopasowane do pól referencyjnych, odpowiadają punktom skupionym wokół zera na wykresie (*MCPI*, *MVI*). Powyższe metody pozwalają wyselekcjonować najlepsze projekcje pod względem ogólnej zgodności z polami referencyjnymi i posługując się średnią lub medianą z wyselekcjonowanej wiązki, można konstruować ogólny obraz zmiany klimatu. Jednak taka metoda wyboru wiązki może okazać się nieskuteczna, jeśli celem analizy są, na przykład, wartości ekstremalne opadu dobowego *RR*. W pracy zaproponowano alternatywne rozwiązanie, oparte na ocenie odtworzenia przez modele wartości ekstremalnych, co do ich wartości i rozkładu przestrzennego. Do takiej analizy zostały wybrane dwa parametry charakteryzujące wartości ekstremalne opadu: *RL10* – ang. *Return Level* – dla okresu dziesięciu lat (maksymalny opad, który w tym okresie wystąpi przynajmniej raz) oraz indeks klimatyczny określający liczbę dni, w których $RR \geq 30$ mm (*RR30*). Porównywano obiekty zdefiniowane jako obszary, w których badana charakterystyka przekracza zadany poziom. W przeprowadzonych badaniach za wartości progowe przyjęto 90% percentyl dla obserwacji lub 90% percentyl dla pola parametru danego modelu. Prosty sposób oceny jakości odtworzenia pól jest liczba i położenie znalezionych w nich obiektów. Natomiast do liczbowej oceny zastosowano metodę obiektową *CRA* – ang. *Contiguous Rain Area* – oceniającą jak odpowiadające sobie obiekty różnią się położeniem, wielkością i kształtem. Na tej podstawie można określić pewien ranking modeli i wybrać wiązkę bardziej adekwatną do oceny wartości ekstremalnych opadu dobowego.

Słowa kluczowe

Scenariusze klimatu, symulacje opadu, metody obiektowe.

Summary

In assessing climate scenarios, it is assumed that a well-reconstructed historical period will give a correct view of climate change in the future. The analysis relates to ten climatic scenarios for the Polish area selected

from the EURO-CORDEX project database and the 1978-2005 period. The overall quality assessment shall be carried out by comparing the correlation coefficient and the variance of the fields generated by the models with the field of regriding observational values. Information about the values of the above-mentioned statistical characteristics for a group of climate projections for one meteorological parameter is conveniently evaluated using the Tylor diagram, on which it is easy to indicate projections closest to the reference field. The method of evaluating scenarios based on several meteorological parameters simultaneously is based on the assessment of the variation in the ensemble using *MVI (Model Variability Index)* constructed on the basis of variance ratio and measure of field reconstruction *MCPI (Metric Climate Performance Index)*, which is the average of the relative square error value. On this basis, the selection of the best models, for the area and the reference field, means choice of models located near the zero point in the graph (*MCPI, MVI*). By using the average or median of the selected ensemble, the overall image of climate change can be constructed. However, such a method may not be effective if the goal is, for example, to analyze the extreme value fields of the daily precipitation *RR*. An alternative method has been proposed which is based on information on how models reconstruct extreme values and their spatial distribution. For this analysis, two parameters characterizing extreme precipitation values were selected: *RL – Return Level* – for a period of ten years (maximum precipitation, which occurs at least once within 10 years) and one of the Climate Indices, which is the number of days for which $RR \geq 30$ mm. Compared objects were defined as areas where the test characteristic exceeds the specified threshold. In the studies, 90% percentile for observation or 90% percentile for a given model parameter field was assumed to be threshold values. A simple way to evaluate the quality of the fields is to count and position the objects found. On the other hand, the CRA-Contiguous Rain Area method has been used for numerical evaluation, assessing how the corresponding objects differ in location, size and shape. On this basis, you can specify a ranking of models and select an ensemble more appropriate to assess the extreme values of the daily precipitation.

Keywords

Climate scenarios, precipitation simulations, object-oriented methods.

ROZDZIAŁ 4

Klimat miast i adaptacja obszarów zurbanizowanych do zmian klimatu

ZAGROŻENIA KLIMATYCZNE 44 MIAST W POLSCE NA PODSTAWIE MIEJSKICH PLANÓW ADAPTACJI DO ZMIAN KLIMATU

CLIMATIC HAZARDS OF 44 POLISH CITIES BASED ON URBAN PLANS
FOR ADAPTATION TO CLIMATE CHANGE

Grzegorz DUMIŃSKI, Alicja LISOWSKA, Andrzej TIUKAŁO

1. Wprowadzenie

Ekstremalne zjawiska naturalne, w zależności od skali i częstości ich występowania, powodują negatywne konsekwencje dotyczące niemal każdego obszaru działalności ludzkiej [Knapik 2013]. Polska, położona w strefie klimatu umiarkowanego-przełomowego, narażona jest na ścieśnienie się na jej terytorium mas powietrza oceanicznego i kontynentalnego, co w konsekwencji powoduje możliwość powstania różnorodnych zagrożeń klimatycznych. Natężenie i prawdopodobieństwo ich wystąpienia zmienia się w wyniku obserwowanych zmian klimatu, w tym m.in. globalnego ocieplenia [Kundzewicz 2015]. Następstwa prognozowanych zmian klimatu [patrz np. Kundzewicz i in. 2013] przejawiające się m.in. ogromnymi stratami materialnymi w gospodarce, jak i w życiu ludzkim [Krzyżanowski, Tiukało 2017], wymagają pilnego podjęcia takich działań, które pozwolą na minimalizowanie negatywnych konsekwencji tychże zmian, poprzez wdrożenia działań adaptacyjnych do zmieniających się warunków klimatycznych [patrz np. Kundzewicz i in. 2013; Aguiar i in. 2018]. W związku z powyższym, miasta, w których obecnie skupia się w Polsce około 60% populacji kraju, stanowią wrażliwe systemy, które są narażone na negatywne konsekwencje ekstremów hydrologicznych i meteorologicznych. Należy jednak podkreślić, że bez powstrzymania globalnego ocieplenia adaptacja do niekorzystnych skutków zmian klimatu może być bardzo trudna [Kundzewicz 2015].

W 2013 roku w Polsce przyjęto opracowany przez Ministerstwo Środowiska *Strategiczny plan adaptacji dla sektorów i obszarów wrażliwych na zmiany klimatu do roku 2020 z perspektywą do roku 2030*¹. Kształtowanie miejskiej polityki przestrzennej uwzględniającej zmiany klimatu uznano w nim za jedno z kluczowych działań. Mają one swoje uzasadnienie ekonomiczne, gdyż brak podjęcia działań adaptacyjnych w Polsce od 2012 roku może skutkować stratami na poziomie 86 mld zł do roku 2020 oraz dodatkowo 119 mld zł w latach 2021-2030 (w cenach z 2010 r.) [Dubiel 2017]. W związku z tym Ministerstwo Środowiska podjęło decyzję o przygotowaniu planów adaptacji do zmian klimatu dla 44 największych ośrodków miejskich, w których mieszka

¹ <https://bip.mos.gov.pl/strategie-plany-programy/strategiczny-plan-adaptacji-2020/>

aż 30% ludności Polski. Celem realizowanego w latach 2017-2019 projektu *Opracowanie Miejskich Planów Adaptacji do Zmian Klimatu dla miast powyżej 100 tys. mieszkańców* (projekt MPA²) było zwiększenie odporności miast – uczestników Projektu – na zagrożenia klimatyczne, a tym samym przygotowanie tych miast do nowoczesnego kształtowanie polityki lokalnej w odpowiedzi na rozpoznane i przewidywane negatywne konsekwencje związane ze zmianami klimatu.

Głównym celem artykułu jest wskazanie miejskich planów adaptacji do zmian klimatu jako jednego z instrumentów polityki środowiskowej w Polsce, a także prezentacja najbardziej istotnych zagrożeń klimatycznych identyfikowanych w 44 miastach Polski – uczestników projektu *Opracowanie Miejskich Planów Adaptacji do zmian klimatu dla miast powyżej 100 tys. mieszkańców*.

2. Plany adaptacji do zmian klimatu elementem polityki środowiskowej

Ze względu na występujące obecnie niekorzystne zmiany w środowisku, powodowane przede wszystkim działalnością człowieka, coraz większe znaczenie ma jego ochrona. Ochrona środowiska to zatem określone działania (lub ich brak) i zachowania różnych podmiotów (jednostek, organów i państw, organizacji międzynarodowych), które nie są ograniczone tylko i wyłącznie do stwarzania człowiekowi optymalnych warunków rozwoju fizycznego i kulturowego [Grzybowski 1972; Bukowska-Gorgoni, Pruszyński 1974; Brzeziński 1975], ale także prowadzą do przedsięwzięć służących właściwej eksploatacji zasobów środowiska naturalnego oraz odnoszą się do protekcji samego środowiska przed różnego rodzaju niebezpieczeństwami będącymi ubocznym skutkiem współczesnej cywilizacji (jak: promieniowanie, odpady, hałas, wibracje, substancje chemiczne, zagrożenia nadzwyczajne i zwyczajne) [Łustacz 1980].

Działania ochronne mogą wyrażać się w:

- racjonalnym kształtowaniu środowiska i gospodarowaniu zasobami przyrodniczymi,
- przeciwdziałaniu lub zapobieganiu zjawiskom lub stanom uciążliwym dla środowiska albo powodującym jego zniszczenie, uszkodzenie, zanieczyszczenie, zmiany cech fizycznych lub charakteru elementów przyrodniczych,
- przywracaniu środowiska lub jego poszczególnych elementów do właściwego stanu [Dz.U. 2019, poz. 1396].

W związku z tym prowadząc politykę w obszarze środowiska, uwzględnić się tak zachodzące związki pomiędzy człowiekiem a przyrodą, jak i potencjalne oraz rzeczywiste problemy wynikające z oddziaływania człowieka na środowisko. Świadomym trzeba być jednak faktu, że polityka środowiskowa to działalność prowadzona przez człowieka przede wszystkim w celu jego własnej protekcji: dbając o środowisko naturalne (którego jesteśmy częścią), zwiększamy nie tylko szanse własnego w nim przeżycia, ale również podnosimy tzw. jakość życia.

Polityka środowiskowa to zatem sekwencja decyzji, a następnie działań (lub ich zaniechania) podejmowanych przez określone podmioty (aktorów) tejsze polityki [Antoszewski 1999], prowadząca do pogorszenia, utrzymania lub polepszenia stanu i funkcji środowiska naturalnego wobec

² <http://44mpa.pl/>

szeroko rozumianego systemu społecznego oraz jego uczestników [Lisowska 2005]. Decyzje te powinny być podejmowane, a następnie wprowadzane w życie etapami, poczynając od wskazania problemu, a kończąc na ustaleniu i egzekwowaniu koniecznych przedsięwzięć. Współcześnie podmiotami teje polityki są podmioty indywidualne (jednostki) i zbiorowe, takie jak organizacje międzynarodowe, grupy nacisku, organizacje polityczne, a także samo państwo, w tym organy i instytucje państwowe.

Przedmiotem tak rozumianej polityki środowiskowej jest środowisko. Na pojęcie „środowisko” składają się nie tylko otaczające je elementy naturalne, determinowane przez warunki fizyczne, biologiczne, chemiczne, geograficzne, ale także te, które powstały w toku rozwoju społecznego ludzi, oraz to wszystko, co zostało wytworzone lub też przetworzone przez ludzi i na trwałe weszło do dorobku kulturowego pokoleń [Grzybowski 1972; Bukowska-Gorgoni, Pruszyński 1974] i oddziałuje na życia ludzkie [szerzej: Odum 1977].

Polityka środowiskowa ma określone cechy, którymi są:

- międzynarodowy charakter działań w obszarze środowiskowym [Lisowska 2005];
- podejmowanie działań zmierzających do zachowania naturalnego charakteru samego środowiska, którego elementy powinny, jeżeli to możliwe, łączyć się harmonijnie z wytworami cywilizacji. Oznacza to zaakceptowanie faktu, że wraz z rozwojem cywilizacji wartość środowiska naturalnego wzrosła i stało się ono dobrem deficytowym, czyli dobrem rzadkim, oraz stało się społecznie relewantne, ponieważ poziom jego przekształceń stał się barierą rozwoju [szerzej: Strzałko, Ostoja-Zagórski 1995; Goleman 2009];
- polityka prowadzona w obszarze ochrony środowiska stanowi płaszczyznę ścierania się celów i dążeń wyrażających potrzeby i interesy poszczególnych podmiotów oraz preferowane przez nie wartości;
- lokalny charakter decyzji i działań, pozwalający na uwzględnianie swoistości lokalnego środowiska przyrodniczego oraz problemów w nim występujących [szerzej: Lisowska 2017].

Polityka środowiskowa realizowana jest przez różne podmioty na szczeblu międzynarodowym, regionalnym czy też w wymiarze lokalnym. W Polsce podmiotem odpowiedzialnym za realizację teje polityki na szczeblu lokalnym są między innymi organy gminy [szerzej: Trzcńska i in. 2016; Lisowska 2017], a sama gmina traktowana jest jako wyodrębniony szczebel podziału administracyjnego państwa.

Od 1999 roku na szczeblu gminnym zadania z zakresu szeroko rozumianej problematyki środowiskowej realizowane są przez radę gminy, wójta, burmistrza lub prezydenta miasta [szerzej: Lisowska 2017]. Trzeba jednak wyraźnie podkreślić, że gmina jest także wspólnotą samorządową, zamieszkiwaną przez określoną liczbę osób. Oznacza to, że podmiotami polityki środowiskowej jest nie tylko ona sama (gmina jako instytucja), ale także jednostki ją zamieszkujące. Każdy bowiem mieszkaniec gminy może podejmować szereg decyzji, a następnie działań służących ochronie środowiska, które wynikają z własnego systemu aksjonormatywnego.

Obowiązki organów gminy wykonujących zadania z zakresu ochrony środowiska wynikają przede wszystkim z ustawy Prawo ochrony środowiska [Dz.U. 2019, poz. 1396], ustawy o ochronie przyrody [Dz.U. 2004 Nr 92, poz. 880], ustawy o odpadach [Dz.U. 2013, poz. 21]

oraz ustawy o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz o ocenach oddziaływania na środowisko [Dz.U. 2016, poz. 353]. Fakt, że są to regulacje traktowane są jako szczególnie doniosłe ze względu na swoistość współczesnej polityki w obszarze ochrony środowiska, wynika z dwóch aspektów. Po pierwsze, ustawy te przewidują i normują zadania i obowiązki gminy w omawianym obszarze, oraz po drugie, w szczegółowym zakresie dotyczą kwestii środowiskowych. Do wskazanych regulacji warto dodać jeszcze ustawę o utrzymaniu czystości i porządku w gminach [Dz.U. 1996 Nr 132, poz. 622], która co prawda bezpośrednio nie nawiązuje do kwestii środowiskowych, ale wyposaża organy gminy w kompetencje, które pośrednio określają działania gminy w obszarze ochrony środowiska. Oczywiście istnieje jeszcze szereg innych ustaw, także odnoszących się do zagadnień ochrony środowiska, ale są to akty prawne, które nadają określone kompetencje różnym organom i instytucjom, traktując gminę jako jeden z podmiotów, nie zaś najważniejszy.

I tak organ wykonawczy gminy, czyli wójt, burmistrz lub prezydent miasta są odpowiedzialni za działania zarówno w obszarze ochrony środowiska [Dz.U. 2019, poz. 1396], jak i przyrody [Dz.U. 2004 Nr 92, poz. 880]. Organy te mogą wydawać różnego rodzaju akty prawa miejscowego, jak również być odpowiedzialne za ich sporządzenie.

W obszarze ochrony środowiska organ wykonawczy gminy sporządza akty prawa miejscowego, w tym gminny program ochrony środowiska. Program uchwalany jest przez radę gminy [Dz.U. 2019, poz. 1396], a uprzednio wójt, burmistrz lub prezydent jest zobowiązany do zapewnienia możliwości udziału społeczeństwa w postępowaniu, którego przedmiotem jest sporządzenie programu ochrony środowiska.

Obecnie programy ochrony środowiska traktowane są jako instrument polityki środowiskowej realizowanej na szczeblu lokalnym [Dz.U. 2019, poz. 1396]. Są one opracowywane raz na cztery lata, a działania w nich przewidziane powinny obejmować lata kolejne. Programy te nie mają charakteru prawnie wiążącego, co oznacza, że nie wywołują bezpośrednich skutków prawnych w sferze praw i obowiązków podmiotów zewnętrznych wobec administracji [Bar 2008].

Obecnie w Polsce programowanie ochrony środowiska na szczeblu gminnym ma miejsce w zdecydowanej większości polskich gmin. Jest to szczególnie widoczne wśród gmin położonych na obszarach zagrożeń środowiskowych.

Uwzględniając różny stopień złożoności problemów środowiskowych występujących na terenie każdej gminy, pilność ich rozwiązania, ale i możliwości finansowe gmin program ochrony środowiska powinien zawierać m.in.:

- waloryzację środowiska przyrodniczego;
- opis źródeł najważniejszych obciążeń i zagrożeń środowiska;
- ocenę pojemności ekosystemów z punktu widzenia podstawowych obciążeń wraz z oceną rzeczywistego stopnia regeneracyjnych zdolności ekosystemów;
- kierunki najpilniejszych działań, wynikające z dokonanej oceny wraz z uwzględnieniem założeń polityki regionu i państwa;
- rodzaj proponowanych przedsięwzięć ochronnych w układzie techniczno-technologicznym, przestrzennym, czasowym itd.;

- szacunek niezbędnych nakładów;
- ocenę strat wynikających z zaniechania działań ochronnych;
- ocenę efektywności ekologiczno-ekonomicznej proponowanych przedsięwzięć ochronnych;
- koncepcję planu realizacyjnego ze wskazaniem sposobu zabezpieczenia środków finansowych na realizację zadań programowych [Podolak 2004].

Istota i znaczenie wskazanych powyżej kryteriów pozwala zatem traktować przygotowane dla 44 polskich miast miejskie plany adaptacji (MPA) jako podstawę albo do sporządzenia albo też do przeprowadzenia aktualizacji istniejących już gminnych programów ochrony środowiska. Co więcej, można stwierdzić, iż skoro polityka środowiskowa na poziomie gminy prowadzona jest za pomocą programów ochrony środowiska [Dz.U. 2019, poz. 1396], to MPA mogą stać się elementem lokalnej polityki środowiskowej.

3. Charakterystyka projektu MPA

Prowadzony w latach 2017-2019 projekt Ministerstwa Środowiska pn. *Opracowanie Miejskich Planów Adaptacji do zmian klimatu dla miast powyżej 100 tys. mieszkańców* (projekt MPA) przeznaczony był dla 44 największych miast Polski. W ramach projektu MPA zawiązano szerokie partnerstwo Ministerstwa Środowiska (jako zleceniodawcy), władz miejskich, ekspertów oraz interesariuszy (m.in. organizacji pozarządowych działających na terenie miast). Należy zaznaczyć, że wszystkie opracowane 44 dokumenty – miejskie plany adaptacji do zmian klimatu (w skrócie MPA) – powstały na bazie jednolitej i spójnej metodyki, która uwzględniała specyfikę miast.

Listę miast-uczestników projektu MPA, wraz z podstawowymi informacjami przedstawiono w tabeli 1.

Na wstępie (w nawiązaniu do tabeli 1) należy zasygnalizować, że w projekcie MPA nie brało udziału m. st. Warszawa, dla którego realizowano wówczas, rozpoczęty w 2014 roku, projekt *Przygotowanie strategii adaptacji do zmian klimatu miasta metropolitalnego przy wykorzystaniu mapy klimatycznej i partycypacji społecznej* (w skrócie ADAPTCITY). Ponadto wśród 44 miast-uczestników projektu MPA znalazło się także 7 miast poniżej 100 tys. mieszkańców tj. Czeladź, Grudziądz, Jaworzno, Mysłowice, Siemianowice Śląskie, Słupsk i Sopot.

Głównym celem projektu MPA było zwiększenie odporności miast na zagrożenia związane ze zmianami klimatu, a kluczowymi zadaniami w jego ramach były:

1. ustalenie zagrożeń klimatycznych dla miast;
2. dokonanie oceny podatności miast na zagrożenia;
3. wyznaczenie ryzyka związanego ze zmianami klimatu, rozumianego jako wypadkowa zagrożeń klimatycznych i podatności miast na te zagrożenia;
4. opracowanie opcjonalnych list działań adaptacyjnych podnoszących odporność miast na zmiany klimatu oraz wybór najefektywniejszego pakietu działań adaptacyjnych;
5. opracowanie miejskich planów adaptacji do zmian klimatu dla miast;
6. dokonanie ocen środowiskowych planów adaptacji.

Tabela 1. Lista miast – uczestników projektu MPA

Nr	Miasto	Liczba mieszkańców (tys. osób)*	Gęstość zaludnienia (os/km ²)**	Powierzchnia (km ²)**	Województwo	Wykonawca MPA
1	Białystok	295	2911	102	podlaskie	Arcadis
2	Bielsko-Biała	172	1377	125	śląskie	Arcadis
3	Bydgoszcz	355	2002	176	kujawsko-pomorskie	Arcadis
4	Bytom	170	2425	69	śląskie	IETU
5	Chorzów	110	3280	33	śląskie	IETU
6	Czeladź	32	1948	16	śląskie	Arcadis
7	Częstochowa	227	1405	160	śląskie	Arcadis
8	Dąbrowa Górnicza	122	642	189	śląskie	IETU
9	Elbląg	121	1515	80	warmińsko-mazurskie	IMGW-PIB
10	Gdańsk	463	1772	262	pomorskie	IMGW-PIB
11	Gdynia	247	1823	135	pomorskie	IMGW-PIB
12	Gliwice	183	1354	134	śląskie	Arcadis
13	Gorzów Wielkopolski	124	1450	86	lubuskie	IOŚ-PIB
14	Grudziądz	96	1656	58	kujawsko-pomorskie	Arcadis
15	Jaworzno	93	604	153	śląskie	Arcadis
16	Kalisz	103	1464	69	wielkopolskie	IOŚ-PIB
17	Katowice	299	1799	165	śląskie	IETU
18	Kielce	198	1795	110	świętokrzyskie	IOŚ-PIB
19	Kraków	759	2348	327	małopolskie	Arcadis
20	Legnica	101	1782	56	dolnośląskie	IMGW-PIB
21	Lublin	325	2305	147	lubelskie	IOŚ-PIB
22	Łódź	699	2354	293	łódzkie	Arcadis
23	Mysłowice	75	1138	66	śląskie	IETU
24	Olsztyn	174	1959	88	warmińsko-mazurskie	IOŚ-PIB
25	Opole	128	861	149	opolskie	IMGW-PIB
26	Płock	121	1372	88	mazowieckie	Arcadis
27	Poznań	542	2057	262	wielkopolskie	IOŚ-PIB
28	Radom	216	1919	112	mazowieckie	IETU
29	Ruda Śląska	131	1783	78	śląskie	IETU
30	Rybnik	140	938	148	śląskie	Arcadis
31	Rzeszów	187	1575	120	podkarpackie	Arcadis
32	Siemianowice Śląskie	68	2648	25	śląskie	IETU
33	Ślusk	92	2120	43	pomorskie	IMGW-PIB
34	Sopot	37	2114	17	pomorskie	IMGW-PIB
35	Sosnowiec	207	2240	91	śląskie	IETU
36	Szczecin	405	1344	301	zachodniopomorskie	IMGW-PIB
37	Tarnów	110	1515	72	małopolskie	Arcadis
38	Toruń	203	1750	116	kujawsko-pomorskie	Arcadis
39	Tychy	128	1567	82	śląskie	Arcadis
40	Wałbrzych	115	1341	85	dolnośląskie	IMGW-PIB
41	Włocławek	113	1325	84	kujawsko-pomorskie	Arcadis
42	Wrocław	637	2181	293	dolnośląskie	IMGW-PIB
43	Zabrze	178	2169	80	śląskie	Arcadis
44	Zielona Góra	139	502	277	lubuskie	IOŚ-PIB

* wg danych z projektu MPA

** wg danych ze Statystycznego Vademecum Samorządowca 2018 [źródło: GUS 2018]

Projekt MPA prowadzony był przez lidera konsorcjum – Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy oraz konsorcjantów: Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Instytut Ekologii Terenów Uprzemysłowionych oraz międzynarodową firmę konsultingowo-inżynierską Arcadis Sp. z o.o. Projekt ten stanowił pierwsze w Europie tak systemowe działanie, gdzie w ramach jednego kraju zaproponowano rozwiązania dla 44 miast, których celem było wzmocnienie odporność tych miast na zagrożenia klimatyczne.

4. Główne zagrożenia klimatyczne 44 miast Polski – wyniki

W ramach realizacji projektu MPA jednym z jego etapów była analiza ryzyka, podczas której zespoły ekspertów przypisane do poszczególnych miast, wraz z zespołami miejskimi, w drodze licznych spotkań oraz konsultacji wytypowały dla każdego miasta obecne i możliwe do wystąpienia w przyszłości najważniejsze zagrożenia klimatyczne na ich terytorium.

Pojęcie zjawisk klimatycznych i ich pochodnych rozumiane jest jako ekstremalne zdarzenia pogodowe, zarówno krótkotrwałe i gwałtowne, jak i długotrwałe o małym prawdopodobieństwie wystąpienia oraz wynikające z ich występowania pochodne zjawiska przyrodnicze stanowiące zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki. W tabeli 2 zestawiono listę 10 najczęstszych zagrożeń klimatycznych i ich pochodnych, analizowanych w miastach-uczestnikach projektu MPA.

Kryteriami wyboru najbardziej istotnych zagrożeń klimatycznych w 44 miastach Polski były: obserwowane w wieloletniu i przewidywane w przyszłości intensywność i prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremów meteorologicznych i hydrologicznych, a także wielkość niekorzystnych konsekwencji tych zdarzeń.

Tabela 2. Lista uwzględnionych w projekcie MPA zagrożeń klimatycznych i ich definicje
[źródło: opracowanie własne na podstawie projektu MPA]

Rodzaj zagrożenia	Definicja
Upały	Okres przynajmniej 3 dni z temperaturą maksymalną powyżej 30°C
Intensywne opady i burze	Liczba dni z dobową sumą opadów ≥ 30 mm, tj. dni z opadem silnym oraz zjawisko meteorologiczne, którego główną cechą jest wyładowanie elektryczne oraz towarzyszący temu charakterystyczny grzmot
Powodzie miejskie	Powodzie związane z niewydolnością miejskich systemów drenażowych, powstają w okresach ekstremalnych opadów
Susze	Trwający 3 tygodnie okres bez opadów (opad do 1 mm nie jest traktowany jako przerwa ciągu bezopadowego)
Wichury	Wiatr o prędkości $\geq 15 \text{ ms}^{-1}$
Powodzie	Powodzie związane z wysokimi przepływami wody w rzekach, z uwzględnieniem powodzi opadowych, zatorowych i roztopowych
Mrozy	Okres przynajmniej 3 dni z temperaturą minimalną poniżej $- 0^{\circ}\text{C}$
Powodzie od strony morza	Powodzie związane ze sztormami na morzu
Wzrost poziomu morza	Zmiana średniego poziomu morza względem okresu referencyjnego
Osuwiska	Nagle przemieszczanie ziemnych i skalnych mas podłoża

Tabela 3. Zagrożenia klimatyczne zidentyfikowane w największych polskich miastach w ramach projektu MPA
[źródło: opracowanie własne na podstawie projektu MPA]

Nr	Miasto	Upał	Mrozy	Intensywne opady i burze	Powodzie miejskie	Powodzie	Powodzie od strony morza	Susze	Wichury	Osuwiska	Wzrost poziomu morza
1	Białystok										
2	Bielsko-Biała										
3	Bydgoszcz										
4	Bytom										
5	Chorzów										
6	Czeladź										
7	Częstochowa										
8	Dąbrowa Górnicza										
9	Elbląg										
10	Gdańsk										
11	Gdynia										
12	Gliwice										
13	Gorzów Wielkopolski										
14	Grudziądz										
15	Jaworzno										
16	Kalisz										
17	Katowice										
18	Kielce										
19	Kraków										
20	Legnica										
21	Lublin										
22	Łódź										
23	Mysłowice										
24	Olsztyn										
25	Opole										
26	Płock										
27	Poznań										
28	Radom										
29	Ruda Śląska										
30	Rybnik										
31	Rzeszów										
32	Siemianowice Śląskie										
33	Słupsk										
34	Sopot										
35	Sosnowiec										
36	Szczecin										
37	Tarnów										
38	Toruń										
39	Tychy										
40	Wałbrzych										
41	Włocławek										
42	Wrocław										
43	Zabrze										
44	Zielona Góra										

Tabela 4. Zestawienie wskaźników zagrożeń klimatycznych w poszczególnych miastach [źródło: opracowanie własne na podstawie projektu MPA]

Rodzaj zagrożenia	Liczba wskaźników przez miasta
Upały	44
Intensywne opady i burze	42
Powódzie miejskie	36
Susze	27
Wichury	26
Powódzie	13
Mrozy	11
Powódzie od strony morza	4
Wzrost poziomu morza	4
Osuwiska	2

Przedstawiona lista najistotniejszych w poszczególnych miastach zagrożeń klimatycznych w ujęciu ilościowym (tab. 4), pozwala na stwierdzenie, że zagrożeniem, które wskazywały wszystkie miasta biorące udział w projekcie MPA, były upały (44 wskazania). Silne opady i burze uznano za zagrażające 42 miastom, natomiast 36 miast wskazało jako poważne zagrożenie powódzie miejskie. Do najrzadziej wytypowanych zagrożeń naturalnych miast, z którymi borykają się one obecnie lub mogą mieć z nimi problemy w przyszłości zaliczono powódzie od strony morza i wzrost poziomu morza (po 4 wskazania) oraz osuwiska (2 wskazania). Główną determinantą warunkującą wybór zagrożeń klimatycznych w poszczególnych miastach było położenie geograficzne – chociaż cecha ta była już nieistotna w przypadku liczby zjawisk zagrażających miastu.

Lokalizację miast – uczestników projektu MPA wraz z przypisanymi im zagrożeniami klimatycznymi przedstawiono także na rysunku 1.

5. Wnioski

Realizacja projektu MPA oraz traktowanie MPA jako instrumentu polityki środowiskowej, w tym lokalnej, dają możliwość podsumowania, w którym to:

- Proces adaptacji do rzeczywistych i przewidywanych zagrożeń (zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych) powinien stanowić ważny element polityki środowiskowej miasta, której narzędziem jest MPA; proces ten powinien być realizowany poprzez wiele podmiotów, w tym obywateli i gminę jako instytucję.
- Przykładem działań zmierzających do zwiększenia odporności miasta na bodźce klimatyczne jest zainicjowany przez Ministerstwo Środowiska i zrealizowany z 44 miastami Polski projekt *Opracowanie planów adaptacji do zmian klimatu w miastach powyżej 100 tys. mieszkańców*.
- Projekt MPA pozwala na określenie lokalności polityki środowiskowej oraz przygotowuje 44 miasta Polski do nowoczesnego jej kształtowania, w odpowiedzi na rozpoznane i przewidywane negatywne konsekwencje związane ze zmianami klimatu.



Rys. 1. Zagrożenia klimatyczne identyfikowane w miastach-uczestnikach projektu MPA

- Dokonano dla wszystkich uczestniczących w projekcie MPA 44 miast identyfikacji najważniejszych zagrożeń klimatycznych oraz oceny obecnego ich potencjału adaptacyjnego pozwoliła wytypować najefektywniejsze działania adaptacyjne uodparniające miasta na wpływ tych ekstremalnych zagrożeń.
- Realizacja projektu MPA stała się przyczynkiem do zainteresowania władz samorządowych pozostałych miast problematyką zmian klimatu i podjęcia działań związanych z przygotowaniem takich dokumentów według przyjętej w projekcie MPA metodyki.
- Kształtowanie adaptacyjności miasta nie może jednak być zastąpione działaniami mitygującymi zmiany klimatu, które ze względu na swoją specyfikę muszą być planowane w skali globalnej.

Podziękowania

Udział w konferencji *Współczesne Problemy Klimatu Polski*, która odbyła się w Warszawie w dniach 5-6 czerwca 2019 r., a współorganizowanej przez Polskie Towarzystwo Geofizyczne – Oddział Warszawski i Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, był możliwy dzięki wsparciu finansowemu pochodzącemu z projektu *Opracowanie Miejskich Planów Adaptacji do Zmian Klimatu dla miast powyżej 100 tys. mieszkańców*.

Literatura

- Aguiar F.C., Bentz J., Silva J.M.N., Fonseca A.L., Swart R., Santos F.D., Penha-Lopes G., 2018, Adaptation to climate change at local level in Europe: An overview, *Environmental Science and Policy*, 86, 38-63, DOI: 10.1016/j.envsci.2018.04.010
- Antoszewski A., 1999, Ochrona środowiska w systemie politycznym, [w:] Ochrona środowiska w polityce, H. Lisicka (red.), Wydawnictwo Prawo Ochrony Środowiska, Wrocław, s. 12
- Bar M., 2008, Tytuł I. Przepisy ogólne. Dział III. Polityka ekologiczna oraz programy ochrony środowiska, [w:] Prawo ochrony środowiska. Komentarz, J. Ciechanowicz-McLean, Z. Bukowski, B. Rakoczy (red.), Wydawnictwo LexisNexis, Warszawa, s. 223
- Bukowska-Gorgoni K., Pruszyński J.P., 1974, Środowisko naturalne a dobra kultury, *Studia Iuridica*, 2, s. 115
- Brzeziński W., 1975, Ochrona prawna naturalnego środowiska człowieka, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 370 s.
- Dubiel A., 2017, Finansowanie kosztów zapobiegania i adaptacji do zmian klimatu, *Ekonomia i środowisko*, 3 (58), 101-110
- Dz.U. 1996 Nr 132, poz. 622, Ustawa z dnia 13 września 1996 r. o utrzymaniu czystości i porządku w gminach, Internetowy System Aktów Prawnych, Sejm RP
- Dz.U. 2004 Nr 92, poz. 880, Ustawa z dnia 16 kwietnia 2004 r. o ochronie przyrody, Internetowy System Aktów Prawnych, Sejm RP

- Dz.U. 2013, poz. 21, Ustawa z dnia 14 grudnia 2012 r. o odpadach, Internetowy System Aktów Prawnych, Sejm RP
- Dz.U. 2016, poz. 353, Ustawa z dnia 3 października 2008 r. o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz o ocenach oddziaływania na środowisko, Internetowy System Aktów Prawnych, Sejm RP
- Dz.U. 2019, poz. 1396, Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. – Prawo ochrony środowiska, Internetowy System Aktów Prawnych, Sejm RP
- Goleman D., 2009, Inteligencja ekologiczna, Dom Wydawniczy Rebis, Poznań, 248 s.
- Grzybowski S., 1972, Problematyka ochrony środowiska człowieka a przepisy prawa cywilnego, Państwo i Prawo, 1, s. 26
- GUS, 2018, Statystyczne Vademecum Samorządowca, Główny Urząd Statystyczny, dostępne online: <https://stat.gov.pl/statystyka-regionalna/statystyczne-vademecum-samorzadowca/>
- Knapik W., 2013, Wpływ zagrożenia powodziowego na życie wspólnotowe mieszkańców wsi, Wieś i Rolnictwo, 4 (161), 173-189
- Krzyżanowski M., Tiukało A., 2017, Analiza rozkładu przestrzennego nakładów inwestycyjnych rekomendowanych w planach zarządzania ryzykiem powodziowym, Gospodarka Wodna, 4, 104-109
- Kundzewicz Z.W., 2015, Zmiany klimatu – niewygodna prawda w polskiej perspektywie, [w:] Klimat a społeczeństwo i gospodarka, H. Lorenc, Z. Ustrnul (red.), PTGeof., IMGW-PIB, Warszawa, 19-29
- Kundzewicz Z.W., Pińskwar I., Brakenridge G.R., 2013, Large floods in Europe, 1985-2009, Hydrological Sciences Journal, 58 (1), DOI: 10.1080/02626667.2012.745082
- Lisowska A., 2005, Polityka ochrony środowiska Unii Europejskiej: podstawy instytucjonalne i programowe, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 234 s.
- Lisowska A., 2017, Cechy polityki ochrony środowiska na poziomie gminy, Samorząd Terytorialny, 4 (316), 54- 55
- Łustacz L., 1980, Kompleksowa ochrona środowiska (w świetle ustawy o ochronie i kształtowaniu środowiska), Prawo i Polityka, 3, s. 40
- Odum P.E., 1977, Podstawy ekologii, PWRiL, Warszawa, 675 s.
- Podolak M., 2004, Polityka ekologiczna Polski w okresie transformacji, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 206 s.
- Strzałko J., Ostoja-Zagórski J., 1995, Ekologia populacji ludzkich. Środowisko człowieka w pradziejach, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 223 s.
- Trzcńska D., Tucholska M., Żurawik-Paszkowska M. (red.), 2016, Organy ochrony środowiska w Polsce i Unii Europejskiej, Wydawnictwo UG, Gdańsk, 213 s.

Streszczenie

Polityka środowiskowa realizowana jest przez różne podmioty zarówno na szczeblu międzynarodowym, regionalnym jak i w wymiarze lokalnym. Prowadząc politykę w obszarze środowiska uwzględnia się zachodzące związki między człowiekiem a przyrodą, jak również potencjalne oraz rzeczywiste problemy wynikające z oddziaływania człowieka na środowisko. Zatem krajowe, regionalne i lokalne plany adaptacji do zmian klimatu stanowić powinny ważny element polityki środowiskowej. W artykule przedstawiono rozważania

na temat miejsca miejskich planów adaptacji do zmian klimatu w polityce środowiskowej, a także listę najważniejszych zagrożeń klimatycznych wyselekcjonowanych przez największe miasta w Polsce uczestniczące w projekcie: Opracowanie Miejskich Planów Adaptacji do zmian klimatu dla miast powyżej 100 tys. mieszkańców (projekt MPA). Kryterium wyboru najbardziej istotnych zagrożeń klimatycznych dla tych miast, były: obserwowana w wieloletnim, a także przewidywana w przyszłości intensywność i prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremów meteorologicznych i hydrologicznych oraz wielkość i koszt spodziewanych niekorzystnych konsekwencji tych ekstremalnych wydarzeń.

Słowa kluczowe

Zagrozenia klimatyczne, miasto, polityka środowiskowa, miejskie plany adaptacji, zmiany klimatu.

Summary

An environmental policy is applied by various entities on international, regional and local levels. Pursuing the environmental policy involves the relations between men and the environment, as well as both potential and real problems arising from men's impact on the environment. Therefore national, regional and local plans of adaptation toward climate change should pose a vital part of the environmental policy. The article covers the opinions and ideas on the place of urban plans of adaptation toward climate change in the environmental policy, it also covers the list of the most important climatic hazards selected by the biggest Polish cities taking part in the project: Development of Urban Adaptation Plans for cities with more than 100,000 inhabitants in Poland (the project's Polish acronym: MPA) There were two criteria for choosing the most vital climatic hazards for these cities: a) intensity and likelihood of meteorological and hydrological phenomena observed in the past and anticipated in the future and b) the extent and the costs of the anticipated negative consequences of these extreme phenomena.

Keywords

Climatic hazards, city, environmental policy, urban adaptation plans, climate change.

WRAŻLIWOŚĆ MIASTA GDAŃSKA NA ZMIANĘ KLIMATU NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH ZJAWISK EKSTREMALNYCH

SENSITIVITY OF THE CITY OF GDAŃSK TO CLIMATE CHANGE
ON THE EXAMPLE OF SELECTED EXTREME PHENOMENA

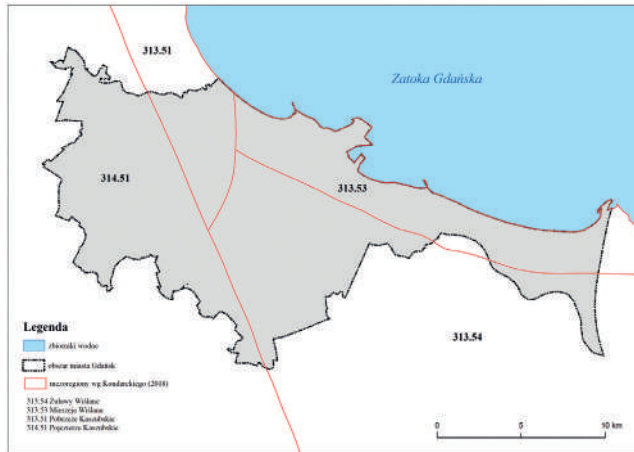
Dawid BIERNACIK, Ewa JAKUSIK, Anna CHODUBSKA

1. Wprowadzenie

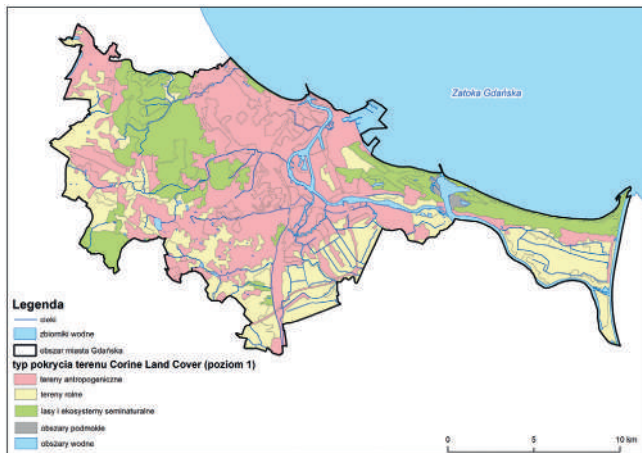
Współcześnie obserwowana zmiana klimatu to jedno z największych zagrożeń, z jakim musi się zmierzyć ludzkość. Miasta, jako wielkie skupiska ludzi, są szczególnie narażone na jej negatywne skutki, które wpływają na wiele aspektów ich funkcjonowania – zagospodarowanie przestrzenne, budownictwo, transport, energetykę, gospodarkę wodną, produkcję, usługi publiczne, dziedzictwo kulturowe, rolnictwo itp. Konsekwencje zmiany klimatu dotyczą nie tylko stref funkcjonalno-przestrzennych miasta, lecz także bezpośrednio ludzi, poprzez wzrost kosztów utrzymania, ponoszone szkody majątkowe i oczywiście utratę zdrowia – w szczególności osób starszych, małych dzieci, kobiet w ciąży oraz osób przewlekle chorych (na choroby układu krążenia i układu oddechowego). Przystosowanie miast do zmiany klimatu jest niezbędne do zagwarantowania bezpieczeństwa i poprawy jakości życia mieszkańców.

2. Cel pracy i charakterystyka obszaru badań

Głównym celem pracy była ocena wrażliwości Gdańska na zmiany klimatu. Oceny wrażliwości miasta na możliwe zagrożenia wynikające ze zmiany klimatu dokonano poprzez analizę dokumentów strategicznych i planistycznych miasta oraz wyznaczenie trendów na podstawie danych historycznych z zakresu meteorologii i hydrologii. Wszelkie analizy zostały poprzedzone procesem identyfikacji sektorów i komponentów miasta, które ze względu na cechy własne wykazują dużą wrażliwość na występujące ekstremalne zjawiska atmosferyczne i jednocześnie mają znaczący wpływ na funkcjonowanie złożonego systemu, jakim jest miasto. Oceniając wrażliwość komponentów miasta na poszczególne czynniki meteorologiczne i hydrologiczne, uwzględniono między innymi liczbę ofiar śmiertelnych, liczbę poszkodowanych w wyniku np. zakłócenia funkcjonowania danego komponentu, działalności gospodarczej, infrastruktury i usług, problemów zdrowotnych, wysiedlenia z domów oraz wysokość strat finansowych (wyrażonych jakościowo, z uwagi na brak danych z tego zakresu).



Rys. 2. Położenie Gdańska na tle jednostek fizycznogeograficznych wg podziału Kondrackiego [2018]



Rys. 3. Mapa pokrycia terenu miasta Gdańska na podstawie Corine Land Cover 2012

Osnowa przyrodnicza łącznie zajmuje ok. 20% powierzchni miasta. Tworzą ją przede wszystkim lasy i obszary zadrzewione, porastające strefę krawędziową Wysoczyzny Gdańskiej, w tym lasy: Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego, Lasy Otomińskie, Jaśkowy Las oraz tereny leśne na Wyspie Sobieszewskiej, wyspie Stogi, w Pasie Nadmorskim Zachodnim i w rejonie ul. Astronautów. W granicach Gdańska występują niemal wszystkie formy ochrony przyrody. Według informacji SUiKZP [2019] na terenie miasta ustanowiono pięć rezerwatów przyrody, dwa zespoły przyrodniczo-krajobrazowe i trzynaście użytków ekologicznych. W granicach miasta znajduje się w całości lub w części 6 obszarów Natura 2000. Ponadto na terenie miasta ustanowiono sto sześćdziesiąt trzy pomniki przyrody.

Według danych opublikowanych w 2012 roku przez Europejską Agencję Środowiska w ramach systemu Corine Land Cover obszar Gdańska w 36,4% pokrywają tereny rolne, a w 36,0% tereny antropogeniczne. Najmniejszy odsetek pokrycia terenu stanowią obszary

podmokłe – zaledwie 0,3%. Tereny antropogeniczne, o najwyższym stopniu uszczelnienia, leżą na obszarach położonych najniżej, wokół odcinków ujściowych Wisły, Motławy, potoków Oliwskiego, Strzyża i Oruńskiego. Charakterem rolniczym cechują się tereny położone w południowej części miasta (Orunia, Św. Wojciech – Lipce) oraz tereny wysunięte najbardziej na wschód (Wyspa Sobieszewska). Zasięg największego kompleksu leśnego pokrywa się z granicami dzielnic Oliwa i VII Dwór (rys. 3).

Gdańsk jest położony w rejonie dominującego napływu mas powietrza oceanicznego z zachodu oraz w mniejszym stopniu mas kontynentalnych ze wschodu. Ważne jest również termiczno-wilgotnościowe oddziaływanie Morza Bałtyckiego, a zwłaszcza bliskie sąsiedztwo Głębi Gdańskiej [Owczarek i in. 2007]. Podobnie jak całe polskie wybrzeże, miasto znajduje się w zasięgu głównych systemów barycznych wpływających na przepływ powietrza nad Europą, takich jak Niż Islandzki i Wyz Azorski oraz w zasięgu zimowych wyżów i letnich niżów znad Rosji [Miętus, Wielbińska 1996]. Nad obszarem południowego Bałtyku następuje intensywne wymiana mas powietrza związana w przeważającej mierze z cyrkulacją zachodnią. Nad obszar ten docierają cztery główne rodzaje mas powietrza o odmiennych charakterystykach termiczno-wilgotnościowych: polarne morskie, polarne kontynentalne, zwrotnikowe i arktyczne [Miętus, Wielbińska 1996]. Ich wpływ powoduje dużą zmienność typów pogody nad Bałtykiem.

3. Dane i materiał badawczy

W niniejszej pracy charakterystyka wskaźników klimatycznych w Gdańsku została opracowana na podstawie danych pochodzących z trzech stacji meteorologicznych IMGW-PIB zlokalizowanych w odległych od siebie punktach miasta: Świbno, Rębichowo i Port Północny. Wybór stacji został podyktowany dostępnością danych oraz chęcią przedstawienia warunków meteorologicznych w różnych rejonach Gdańska. Stacja w Porcie Północnym jest położona w bezpośrednim sąsiedztwie Zatoki Gdańskiej, na sztucznie usypanym terenie Morskiego Portu Handlowego SA. Stacja w Świbnie położona jest w pasie Pobrzeża Południowobałtyckiego, na Pobrzeżu Gdańskim, w mezoregionie Żuławy Wiślane. Ogródek stacji jest usytuowany na szerokiej, wysokiej koronie wału przeciwpowodziowego Przekopu Wisły, w odległości około 3 km od ujścia rzeki do Zatoki Gdańskiej. Stacja w Rębichowie jest zlokalizowana na wzgórzach morenowych (mezoregion Pobrzeże Kaszubskie) w odległości 8,4 km w linii prostej od Zatoki Gdańskiej (w kierunku NE). W kierunku południowym, w odległości 3 km rozciągają się częściowo zalesione wzgórza, a w kierunku E-NE teren nieznacznie się obniża. Ogródek meteorologiczny znajduje się na terenie portu lotniczego, niedaleko płyty lotniska.

Charakterystyki wskaźników klimatycznych dokonano na podstawie zweryfikowanych danych dobowych pochodzących z bazy IMGW-PIB z okresu 1981-2015 (35 lat), jedynie w przypadku Portu Północnego wykorzystano dostępną krótszą serię danych z lat 1987-2012. Warto zaznaczyć, że niniejsze opracowanie nie ma celu porównawczego, a jedynie przedstawienie wieloletniej zmienności wybranych elementów meteorologicznych, ze wskazaniem ekstremalnych zjawisk meteorologicznych i ich pochodnych będących największym zagrożeniem dla mieszkań-

ców i sektorów miasta. Do określenia znaku i wartości tendencji zmian w rozpatrywanym okresie zastosowano równania regresji liniowej (funkcja programu Excel – REGLINP). Zweryfikowano także statystyczną istotność współczynnika trendu na poziomie istotności $1 - \alpha = 0,95$.

Wykorzystane dane dotyczyły temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, prędkości wiatru, występowania niektórych zjawisk atmosferycznych oraz poziomu morza. Dokonano analizy przebiegów rocznych, miesięcznych i dobowych oraz częstości występowania wymienionych elementów meteorologicznych i hydrologicznych. W przypadku wizualizacji przestrzennego rozkładu nawałnego opadu skutkującego powodzią miejską wykorzystano również dane pochodzące z osiemnastu stacji pomiarowych Gdańskiego Systemu Monitoringu Hydrologicznego Gdańskich Wód sp. z o.o. Interpolacja danych opadowych została wykonana w programie ArcGIS. W zakresie interwencji związanych z zagrożeniami naturalnymi pozyskano dane z Państwowej Straży Pożarnej w Gdańsku. Ponadto opis skali szkód spowodowanych silnymi opadami deszczu, wiatrem czy burzami na terenie miasta został oparty na dokumentach i oświadczeniach Urzędu Miasta Gdańska oraz informacji zamieszczanych na lokalnych portalach internetowych.

W celu oceny wrażliwości miasta na zmianę klimatu przeanalizowano dokumenty strategiczne i planistyczne Gdańska, m.in. Studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego Gdańska, Program ochrony środowiska dla miasta Gdańska na lata 2015-2018 z perspektywą rozwoju do roku 2020, Strategię Obszaru Metropolitalnego Gdańsk – Gdynia – Sopot do roku 2030, Strategię Rozwoju Miasta Gdańsk 2030 Plus. Celem analizy dokumentów strategicznych i planistycznych miasta było rozpoznanie kierunków rozwoju miasta, a przede wszystkim identyfikacja problemów/zagrożeń w mieście wynikających ze skutków zmiany klimatu oraz dokonanie wstępnej oceny wrażliwości miasta na zagrożenia z niej wynikające.

4. Najważniejsze wnioski po analizie dokumentów strategicznych i planistycznych miasta Gdańska

Analiza zgromadzonych danych i wymienionych dokumentów dotyczących Gdańska wykazała, że zawierają one cele, które bezpośrednio lub pośrednio odnoszą się do jakości życia mieszkańców i poszczególnych sektorów funkcjonowania miasta oraz mają związek ze zmianą klimatu. Do najistotniejszych problemów ujętych w tych dokumentach należą:

- utrata terenów zieleni, zwłaszcza w centrum miasta, na rzecz terenów zabudowanych i zainwestowanych skutkująca pogarszaniem się ekologicznych warunków życia mieszkańców;
- zwiększająca się ekspozycja na hałas i zanieczyszczenia komunikacyjne i zmniejszająca się powierzchnia terenów czynnych biologicznie, tj. terenów pochłaniających i ograniczających rozprzestrzenianie zanieczyszczeń;
- powiększanie się tzw. „miejskiej wyspy ciepła” (szczególnie w centrum miasta – w oddaleniu od pasa leśnego), spadek wilgotności powietrza, wzrost temperatury powietrza i usłonecznienia, a także wzrost zanieczyszczeń gazowych i zapylenia powietrza w otoczeniu ciągów komunikacyjnych, w szczególności zanieczyszczenia pyłem zawieszonym PM_{10} i benzo(a)pirenem;

- na terenach silnie zurbanizowanych występuje coraz częściej problem zagospodarowania wód opadowych i roztopowych; jest to nie tylko rezultat wzrostu częstości ich pojawiania się, ale również znacznej utraty naturalnej retencji na tych terenach oraz niskiego poziomu wykorzystania indywidualnych systemów zagospodarowania wód opadowych i roztopowych;
- w zakresie odprowadzania i oczyszczania wód opadowych i roztopowych: 1) znaczne zmniejszenie filtracji wód opadowych i roztopowych do wód podziemnych wskutek uszczelnienia powierzchni terenu; 2) przeciążenie sieci kanalizacyjnej; 3) brak lub zbyt mała liczba zbiorników retencjonujących wodę w systemach kanalizacyjnych; 4) brak środowiskowych rozwiązań, opartych na odbudowie infiltracji i retencji wód opadowych w obszarach zurbanizowanych.

Przeprowadzona analiza dokumentów strategicznych i planistycznych Gdańska pod kątem wskazania zagrożeń związanych ze zmianą klimatu pozwoliła na zidentyfikowanie głównych sektorów działalności miasta, które mogą być wrażliwe na zmianę klimatu. Problemy te dotyczą głównie sektorów: zdrowie publiczne/grupy wrażliwe, gospodarka wodna, energetyka, transport, różnorodność biologiczna oraz tereny zabudowy mieszkaniowej o dużej intensywności.

5. Charakterystyka głównych zagrożeń ekstremalnymi zjawiskami meteorologicznymi i hydrologicznymi

Kompleksowa analiza podstawowych danych meteorologicznych i hydrologicznych pozwoliła ocenić ekspozycję Gdańska na zmianę klimatu. Wyniki tej oceny przyczyniły się do wyznaczenia listy ekstremalnych zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych, które stanowią największe zagrożenie dla mieszkańców, infrastruktury i gospodarki miasta.

Region Wybrzeża ze względu na wpływ Morza Bałtyckiego charakteryzuje się specyficznymi warunkami termicznymi. Wiosna na Wybrzeżu zaczyna się stosunkowo późno (w maju), temperatura powietrza latem jest niższa od średniej krajowej (odczuwalną temperaturę dodatkowo obniża bryza morską). Jesień jest cieplejsza niż w środkowej części kraju, zimy natomiast są raczej łagodne. Charakterystyczną cechą przebiegu średniej rocznej temperatury powietrza w Gdańsku w wieloleciu 1981–2015 jest jej systematyczny, statystycznie istotny wzrost w tempie od $0,29^{\circ}\text{C}/10$ lat w Porcie Północnym, przez $0,33^{\circ}\text{C}/10$ lat w Świbnie do $0,38^{\circ}\text{C}/10$ lat w Rębiechowie (rys. 4). Międzyroczne wahania średniej temperatury powietrza w Gdańsku w wieloleciu były znaczne – najchłodniejszy był rok 1987 ze średnią temperaturą ok. $5,8^{\circ}\text{C}$ (Rębiechowo), natomiast najcieplejszy okazał się rok 2007 z temperaturą $9,8^{\circ}\text{C}$ (Port Północny). Warto podkreślić, że na obszarze Pomorza mamy do czynienia z występowaniem wyraźnego ocieplenia, które wyraża się statystycznie istotnym wzrostem temperatury powietrza, co potwierdzają badania m.in.: Filipiaka [2004], Miętusa i in. [2004], Biernacika i in. [2010] oraz Limanówki i in. [2012].

Temperatura maksymalna powietrza w Gdańsku wykazuje tendencję rosnącą w tempie od $0,2^{\circ}\text{C}/10$ lat w Rębiechowie do nawet $0,57^{\circ}\text{C}/10$ lat w Świbnie. Absolutne maksimum temperatury powietrza na stacjach IMGW-PIB w Gdańsku w wieloleciu 1981–2015 zanotowano

w dniu 10 sierpnia 1992 roku w Świbnie (35,8°C). W tym samym dniu na pozostałych stacjach absolutne maksimum wyniosło 35,7°C w Rębiechowie i w 35,1°C w Porcie Północnym.

W Gdańsku, ze względu na ochładzający wpływ morza, w całym okresie (1981-2015) zanotowano zaledwie kilka (od 2 w Rębiechowie do 4 w Świbnie) fal upałów, trwających po 3-5 dni (tabela 1). Na stacji w Porcie Północnym nie stwierdzono fal upałów.

W Gdańsku dni upalne (z temperaturą maksymalną $\geq 30^{\circ}\text{C}$) w uwzględnionym okresie występowały sporadycznie – od jednego do trzech w roku. Dni gorące (z temperaturą maksymalną $\geq 25^{\circ}\text{C}$) występują w Gdańsku od kwietnia do września. Przeważnie w mieście notuje się od kilku do ponad 30 dni gorących w roku, a rekordowym pod tym względem był rok 2006, kiedy na stacji w Rębiechowie było aż 35 dni gorących. Ich liczba zwiększa się w tempie od 2,4 dnia/10 lat w Rębiechowie do 3,5 dnia/10 lat w Świbnie (rys. 5).

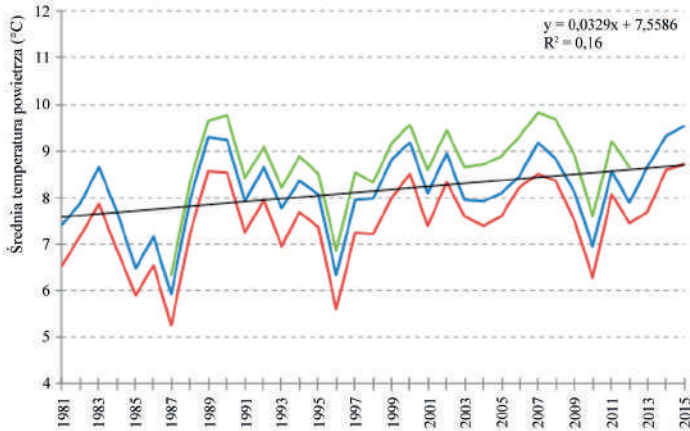
Średnia roczna suma opadów atmosferycznych w latach 1981-2017 w Gdańsku była zróżnicowana na poszczególnych posterunkach, od 556 mm w Świbnie (nad morzem) do 615 mm w Rębiechowie (na wysoczyźnie). Natomiast w Porcie Północnym w latach 1987-2012 średnia roczna suma wyniosła 497 mm. W rozpatrywanym okresie można zauważyć zdecydowany trend rosnący rocznej sumy opadów w Rębiechowie i w Porcie Północnym, natomiast trend lekko malejący w Świbnie.

Sumy roczne opadów atmosferycznych wykazują znaczne zróżnicowanie między stacjami w Gdańsku, średnio o ponad 110 mm. Szczególny był rok 1996, kiedy opad w Rębiechowie i Porcie Północnym różnił się o 230,8 mm. Mimo nieznacznej odległości, również opad dobowy może być bardzo zróżnicowany, np. 9 lipca 2001 r. w Rębiechowie zarejestrowano 127,7 mm, w Świbnie zaś tylko 71,5 mm [Owczarek i in. 2007]. Intensywne opady, powyżej 10 mm, występują najczęściej latem: w lipcu i sierpniu po około 2 dni w miesiącu. Najmniej opadów powyżej 10 mm pojawia się w okresie od listopada do kwietnia, kiedy to przeciętnie nie przekraczają jednego dnia w miesiącu.

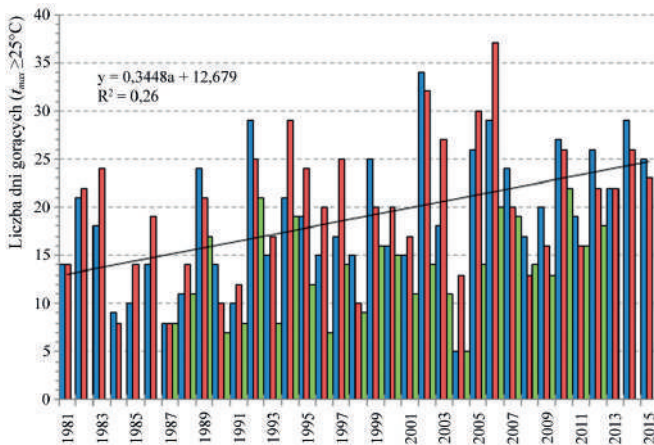
Szczególnie niebezpieczne na terenie zabudowanym są nawałne, nagłe opady, których wielkość przekracza 30 mm/dobę. W wieloleciu maksymalny opad dobowy przekraczający 30 mm odnotowano 16 razy w Porcie Północnym, 20 razy w Rębiechowie i 23 razy w Świbnie (rys. 6).

Tabela 1. Długość fal upałów na stacjach IMGW-PIB w Gdańsku, wraz z datami ich wystąpienia

Gdańsk Rębiechowo (1981-2015)		
Lp.	Data rozpoczęcia fali upałów	Liczba dni
1	27.07.1994	5
2	10.07.2010	4
Gdańsk Świbno (1981-2015)		
Lp.	Data rozpoczęcia fali upałów	Liczba dni
1	29.07.1994	3
2	06.07.2006	3
3	10.07.2010	4
4	02.08.2014	3

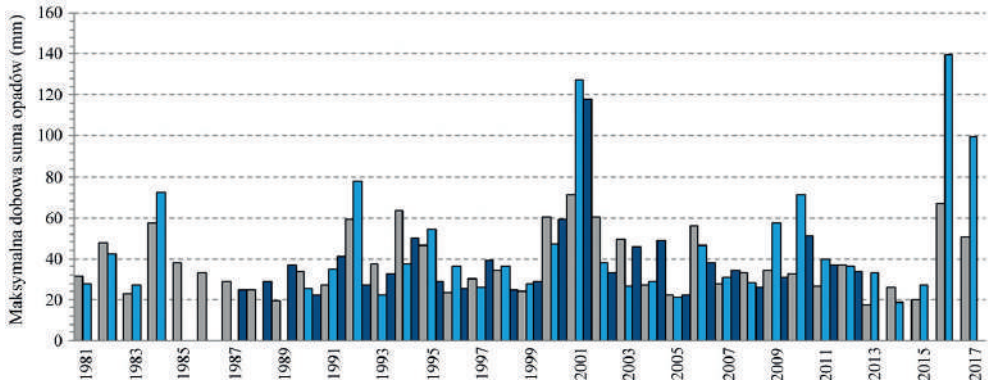


Rys. 4. Wieloletnia zmienność średniej rocznej temperatury powietrza w Gdańsku Świbnie (linia niebieska, 1981-2015), w Gdańsku Rębiechowie (linia czerwona, 1981-2015) oraz w Gdańsku Porcie Północnym (linia zielona, 1987-2012), wraz z trendem liniowym (Gdańsk Świbno)

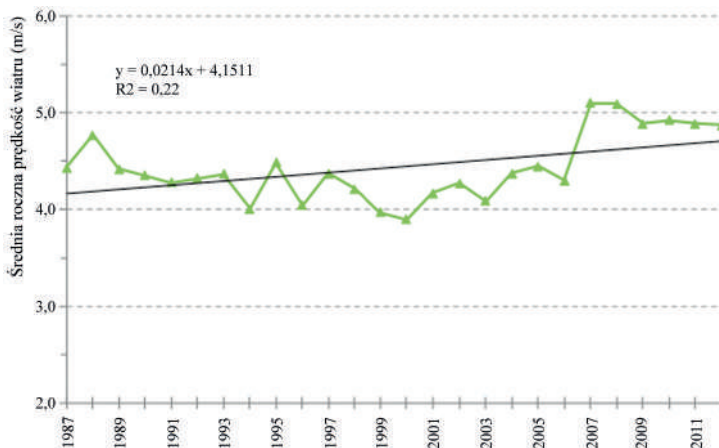


Rys. 5. Liczba dni gorących ($T_{max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) w Gdańsku Świbnie (słupki niebieskie, 1981-2015), w Gdańsku Rębiechowie (słupki czerwone, 1981-2015) oraz w Gdańsku Porcie Północnym (słupki zielone, 1987-2012), wraz z trendem liniowym (Gdańsk Świbno)

Kierunek i prędkość wiatru na Wybrzeżu Gdańskim są uwarunkowane ogólną cyrkulacją atmosferyczną, która w średnich szerokościach geograficznych charakteryzuje się przewagą wiatrów zachodnich [Owczarek i in. 2007]. Nad południowym Bałtykiem istotną przewagę wykazują wiatry z sektora południowo-zachodniego [Kwiecień 1968; Jednorął, Malicki 1988]. Bardzo ważny jest również wpływ Morza Bałtyckiego, który powoduje zwiększony udział wiatrów z północy latem i wiosną oraz południowych jesienią i zimą. Najsilniejsze wiatry występują późną jesienią i zimą, natomiast najsłabsze w sierpniu. W Porcie Północnym w ciągu roku zdecydowanie przeważają wiatry z kierunku S (21,5%) i SW (17,2%), a w Rębiechowie wiatry zachodnie [Owczarek i in. 2007].



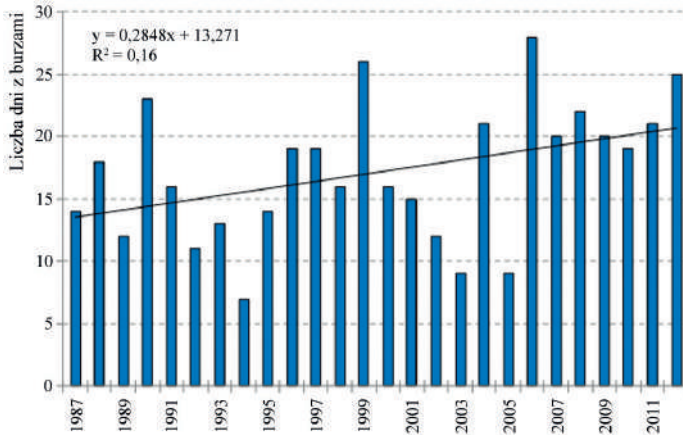
Rys. 6. Maksymalne sumy dobowe opadów na stacji w Gdańsku Świbnie (słupki szare, 1981-2017), Gdańsku Rębiechowie (słupki niebieskie, 1951-2017), Gdańsku Portcie Północnym (słupki granatowe, 1981-2012)



Rys. 7. Średnia roczna prędkość wiatru (m/s) w Gdańsku Portcie Północnym (1987-2012), wraz z trendem liniowym

Analiza warunków anemometrycznych powstała na podstawie danych pochodzących ze stacji Port Północny z wielolecia 1987-2012. Średnia roczna prędkość wiatru w latach 1987-2012 wynosiła 4,5 m/s. Można zaobserwować niewielki wzrost średniej rocznej prędkości wiatru w Gdańsku (rys. 7).

W Gdańsku średnia roczna liczba dni z wiatrem silnym, tj. dni, w których wystąpiła prędkość wiatru powyżej 11 m/s w którymkolwiek terminie pomiarowym, w uwzględnionym okresie wyniosła 19. Najwięcej takich dni pojawia się od grudnia do kwietnia. Najrzadziej silny wiatr występował od maja do sierpnia (do 2 dni w miesiącu). Wiatr o średniej prędkości powyżej 17 m/s (sztorm) występuje w Gdańsku praktycznie w każdym roku (średnio 1,6/rok). Najwięcej przypadków sztormu (6) zanotowano w roku 2007. Można zauważyć zwiększoną liczbę sztormów w ostatnich kilkunastu latach. Najczęściej sztormy występują w okresie jesienno-zimowym, od października do marca. Maksymalne chwilowe prędkości wiatru (porywy) zanotowane w Gdańsku Portcie Północnym w ostatnich latach kilka razy przekraczały nawet 31 m/s, czyli ponad 110 km/h,



Rys. 8. Roczna liczba dni z burzą w Gdańsku Porcie Północnym (1987-2012), wraz z trendem liniowym

np. 4.12.1999 r. – 35 m/s; 14.10.2009 r. – 32 m/s; 19.01.2007 r. – 31 m/s. W Gdańsku bardzo rzadko zdarzają się dni bezwietrzne. W ciągu całego roku notuje się średnio 39 przypadków ciszy. W poszczególnych miesiącach są to jedynie pojedyncze dni (nie częściej niż 5 dni w miesiącu).

Średnia roczna liczba dni z burzą w Porcie Północnym w latach 1987-2012 wyniosła ok. 17 (rys. 8), czyli o 2 dni więcej niż wynosi średnia na wybrzeżu [Bielec-Bąkowska 2013]. Najbardziej burzowy był rok 2006 – 28 dni z burzą, najmniej takich dni (7) zanotowano w roku 1994. Burze w Gdańsku mogą występować przez cały rok, jednak od listopada do marca zjawisko to jest incydentalne. Burze występują przede wszystkim od maja do września (średnio powyżej 2 dni w miesiącu), z maksimum w czerwcu, lipcu i sierpniu (po ok. 4 dni w miesiącu).

Od kilku lat, rokrocznie, odnotowuje się w Gdańsku coraz więcej interwencji i zdarzeń związanych z silnymi wiatrami i burzami, takimi jak: pożary budynków mieszkalnych w wyniku wyładowania atmosferycznego, usunięcie przewróconych i powalonych drzew i konarów z ulic, posesji i chodników, usunięcie powalonych drzew z samochodów, zerwane dachy, zerwane maszty antenowe, zerwana sieć trakcyjna tramwajowa, odpadające elementy z budynków (szklany, reklamy, dachówki), zerwane linie energetyczne.

Miasto Gdańsk, ze względu na swe położenie, jest zagrożone wieloma rodzajami powodzi, z którymi jest związana historia Gdańska od początku jego istnienia. Powstało wiele opracowań dotyczących historycznych powodzi w Gdańsku, spowodowanych zarówno silnymi opadami deszczu, roztopami, jak i zatorami lodowymi na Wiśle, wezbrzeniami sztormowymi od strony morza oraz umyślnym działaniem człowieka (powodzie antropogeniczne, np. spowodowane uszkodzeniem obiektów osłony przeciwpowodziowej lub przeciwsztormowej, przerwaniem wałów itp.).

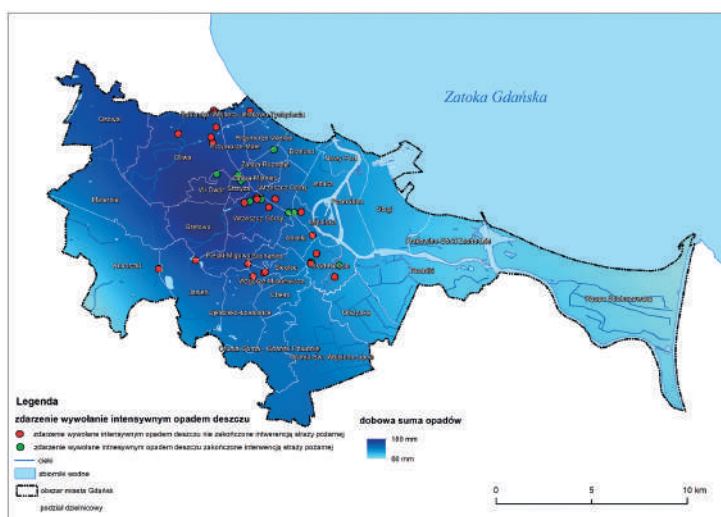
Tylko w 25-leciu 1992-2016 na obszarze miasta Gdańska odnotowano aż 23 przypadki wystąpienia powodzi miejskich (nagłych). Częstość występowania powodzi miejskich w Gdańsku charakteryzuje się tendencją rosnącą. Podobny wzrost liczby nagłych powodzi miejskich jest obserwowany w całej Polsce [Klimat 2012].

W wyniku powodzi, która wystąpiła 9 lipca 2001 r., zwanej w Gdańsku „powodzią stulecia”, poszkodowane zostały znaczne obszary miasta, w tym położone wzdłuż Kanału Raduni tereny dzielnic Orunia – Św. Wojciech – Lipce i Śródmieście oraz położone nad potokiem Strzyża tereny dzielnic Wrzeszcz Górny i Wrzeszcz Dolny. Uszkodzeniu uległy główne drogi prowadzące z południa Gdańska i stojące przy nich domy, zalany został dworzec kolejowy Gdańsk Główny, co spowodowało tygodniową przerwę w jego eksploatacji. W wyniku powodzi 304 osoby potrzebowały natychmiastowej ewakuacji, a stres powodziowy był przyczyną śmierci 4 osób. Podczas ulewy 9 lipca 2001 roku w ciągu 8 godzin, od godz. 12.00 do 20.00 spadło 127,7 mm deszczu. Powódź w Gdańsku w 2001 roku spowodowała straty w infrastrukturze miasta szacowane na około 200 mln zł, nie licząc strat poniesionych przez mieszkańców oraz strat pośrednich [Majewski 2003].

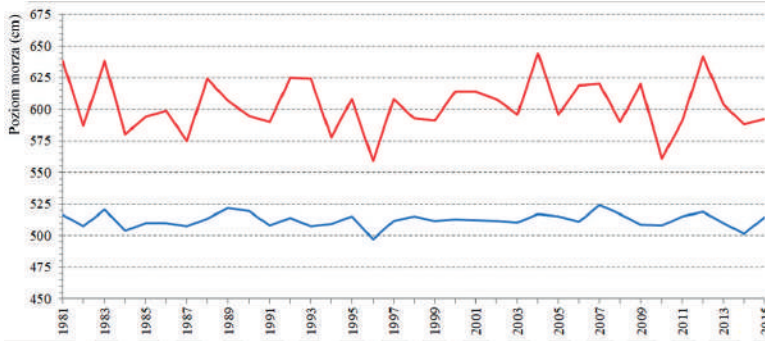
Od tego czasu Gdańsk wydał na system przeciwpowodziowy kwotę 374 mln zł. Liczba zbiorników retencyjnych wzrosła w tym czasie z 26 do 49, a ich łączna pojemność aż 5-krotnie (z 137 tys. m³ do prawie 679 tys. m³). Można przypuszczać, że zapobiegło to poważniejszym stratom podczas rekordowo silnej ulewy w dniu 14 lipca 2016 roku. Dobowa suma opadów na stacji IMGW-PIB w Rębiechowie wyniosła wtedy 139,5 mm, natomiast na kilku posterunkach miejskiej spółki „Gdańskie Wody” zarejestrowany opad dobowy przekroczył 160 mm – w Matemblewie 176,1 mm, Oliwie 170,2 mm i Osowej 160,6 mm.

Ten ekstremalny opad wywołał na terenie miasta nagłą powódź miejską, w wyniku której doszło do lokalnych podtopień. W ciągu kilku godzin straż pożarna interweniowała kilkanaście razy. Najwięcej zdarzeń odnotowano w niżej położonych dzielnicach: Wrzeszcz Górny, Oliwa i Strzyża (rys. 9). Usuwanie skutków tego zdarzenia kosztowało miasto Gdańsk ok. 10 mln zł.

Z przeprowadzonej analizy dokumentów historycznych i strategicznych wynika, że w Gdańsku poważne zagrożenie mogą stanowić także powodzie od strony morza. Analiza średniego



Rys. 9. Mapa zdarzeń wywołanych intensywnym opadem deszczu w dniu 14.07.2016 r. w Gdańsku na tle rozkładu dobowej sumy opadów



Rys. 10. Średni (linia niebieska) i maksymalny (linia czerwona) poziom morza w Gdańsku Porcie Północnym (1981-2015)

poziomu morza została oparta na danych pochodzących z posterunku mareograficznego zlokalizowanego w Porcie Północnym. Średni poziom morza w analizowanym wieloleciu 1981-2015 wyniósł 512,2 cm. Najwyższy średni poziom morza został stwierdzony w 2007 r. – 524 cm. Rok 1996 charakteryzował się najniższym średnim poziomem morza o wartości 496,8 cm. Wyznaczone średnie roczne wartości poziomu morza w latach 1981-2015 wykazują niewielki, nieistotny statystycznie trend rosnący (rys. 10).

W ocenie zagrożenia Gdańska powodziąmi od strony morza istotna była wiedza o rocznych maksymalnych wartościach poziomu morza w wieloleciu 1981-2015. Rekordowo wysoki poziom morza o wartości 644 cm odnotowano w 2004 roku. Najniższy maksymalny poziom morza wyniósł 559 cm w 1996 roku (rys. 10).

W Gdańsku Porcie Północnym w latach 1981-2015 najwięcej wartości średnich poziomu morza (31%) lokowało się w wyższym przedziale 515-520 cm, natomiast – dla porównania – w latach 1955-1980 najczęściej (54%) wartości średnie roczne poziomu znajdowały się w przedziale 505-510 cm. Wzrost poziomu morza przy silnych wiatrach prowadzi do wezbrań sztormowych, które powodują podtopienia i straty w infrastrukturze turystyczno-rekreacyjnej Gdańska (molo, bulwary nadmorskie) i naruszenia konstrukcji wzmacniającej i ochraniającej linię brzegową.

Wyniki te wpisują się w obraz prowadzonych systematycznie od wielu lat analiz zmian poziomu morza, zgodnie z którymi obserwuje się systematyczny wzrost poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża [Jakusik i in. 2010, 2012]. Zmiany te przekładają się na wzrost zagrożenia strefy brzegowej wezbrańmi sztormowymi oraz powodziąmi morskimi.

6. Podsumowanie

Ze wszystkich przeprowadzonych badań i zarejestrowanych skutków zagrożeń naturalnych wynika, że najpoważniejszym zagrożeniem w Gdańsku, m.in. ze względu na położenie i ukształtowanie terenu miasta, jest występowanie nagłych powodzi miejskich i powodzi zarówno od strony rzek jak i od strony morza (sztormowych), których główną przyczyną jest wiatr i stały wzrost poziomu morza.

Kolejnym bardzo istotnym zagrożeniem, które ma wpływ na jakość funkcjonowania miasta Gdańska, jest występowanie silnych porywów wiatru oraz intensywnych burz i deszczy nawalnych, które grożą poważnymi stratami w wielu dziedzinach gospodarki, utrudniają transport oraz stanowią zagrożenie dla życia ludzkiego.

Mimo obecnie niewielkiego problemu na terenie miasta Gdańska w przyszłości należy zwrócić uwagę na zwiększającą się częstość występowania fal upałów i dni gorących, które mają negatywny wpływ na świat przyrody i człowieka oraz infrastrukturę gospodarczą i komunikacyjną.

Najczęściej służby miejskie interweniowały w czasie nawalnych i długotrwałych deszczy, w wyniku których powstały podtopienia lub zalania, osuwiska itp., następnie podczas silnych wiatrów, w wyniku których doszło do powalenia drzew, zerwania dachów lub uszkodzeń budynków, zerwań linii wysokiego napięcia, itp. oraz w wyniku wyładowań atmosferycznych, w wyniku których doszło do pożarów, powalenia drzew itp.

Sektorem szczególnie narażonym na zmianę klimatu w Gdańsku jest gospodarka wodna. Ze względu na urozmaicone ukształtowanie terenu, położenie nad zatoką w ujściu Wisły, liczne potoki spływające z wysoczyzny oraz występowanie na terenie miasta obszarów depresyjnych Żuław z polderami i kanałami melioracyjnymi, niezwykle istotny w funkcjonowaniu miasta, a zarazem wrażliwy na zmianę klimatu, jest tu komponent infrastruktury przeciwpowodziowej i podsystem gospodarki ściekowej.

Za sektor wrażliwy na terenie Gdańska uznana została różnorodność biologiczna, między innymi ze względu na fakt, że obszarowe formy ochrony przyrody stanowią ok. 29% powierzchni miasta. Ponadto zmiany ustrojowe i gospodarcze spowodowały, że część terenów zieleni, zwłaszcza w centrum rozwijającego się prężnie miasta, utraciła swój charakter na rzecz terenów zabudowanych i zainwestowanych, skutkując pogarszaniem się ekologicznych warunków życia mieszkańców.

Miasto Gdańsk stanowi największy węzeł komunikacyjny północnej Polski. Na negatywne skutki zmiany klimatu (szczególnie opady i silny wiatr) narażone są wszystkie komponenty z sektora transportu, zarówno podsystem szynowy, drogowy, lotniczy, jak i wodny śródlądowy i morski.

Wrażliwym sektorem Gdańska na zmianę klimatu są tereny zabudowy mieszkaniowej o dużej intensywności, w szczególności zwarta zabudowa historyczna i śródmiejska oraz osiedla mieszkaniowe współczesnej zabudowy. Dodatkowo ulewne deszcze przyczyniają się do dużych wahań poziomu zwierciadła położonych bardzo płytko wód podziemnych. W skrajnych przypadkach występują podtopienia i lokalne powodzie zagrażające także ujęciom wód podziemnych, np. w Dolinie Radości w lipcu 2016 roku. Skrajne wahania zwierciadła wód podziemnych mogą także potencjalnie wpływać na stateczność budowli (np. obserwowane w ostatnim okresie problemy gdańskich kościołów pw. Św. Mikołaja i Św. Bartłomieja). Największa koncentracja walorów środowiska kulturowego Gdańska znajduje się na obszarze Śródmieścia Historycznego, które narażone jest na występowanie powodzi. Podobnie powodziami i podtopieniami zagrożone są części dzielnic mieszkaniowych jak, np. Wrzeszcz i Orunia. Ponadto obszary silnie zurbanizowane narażone są również na porywiste wiatry (tzw. efekt tunelowy) oraz intensyfikację zjawiska miejskiej wyspy ciepła.

Z oczywistych względów na zmianę klimatu w mieście (w szczególności na ekstremalne zjawiska pogodowe oraz występowanie skrajnie niskiej i wysokiej temperatury powietrza) narażone są osoby bezdomne, starsze, niepełnosprawne i małe dzieci, czyli sektor zdrowie publiczne/grupy wrażliwe. Jednakże na ten sektor korzystnie wpływa nadmorskie położenie Gdańska (mniejsze amplitudy temperatury i mniejsze zanieczyszczenie powietrza).

Praca powstała w ramach opracowania planów adaptacji do zmian klimatu w miastach powyżej 100 tys. mieszkańców.

Literatura

- Bielec-Bąkowska, 2013, Burze i grady w Polsce, Prace Geograficzne, 132, 99-132
- Biernacik D., Filipiak J., Miętus M., Wójcik R., 2010, Zmienność warunków termicznych w Polsce po roku 1951. Rezultaty projektu KLIMAT, [w:] Klimat Polski na tle klimatów Europy. Zmiany i ich konsekwencje, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 9-21
- Filipiak J., 2004, Zmienność temperatury powietrza na Wybrzeżu i Pomorzu w drugiej połowie XX wieku, IMGW, Warszawa, 216 s.
- Jakusik E., Wójcik R., Biernacik D., Pilarski M., Miętus M., Wójcik R., 2010, Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Rezultaty projektu KLIMAT. [w:] Klimat Polski na tle klimatów Europy. Zmiany i ich konsekwencje, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 219-234
- Jakusik E., Wójcik R., Pilarski M., Biernacik D., Miętus M., 2012, Poziom morza w polskiej strefie brzegowej – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości, [w:] Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym, J. Wibig, E. Jakusik (red.), IMGW-PIB, Warszawa, 146-169
- Jednorą T., Malicki J., 1988, Ciśnienie atmosferyczne i zjawiska wiatrowe nad obszarami Bałtyku, Studia i Materiały Oceanograficzne, Dynamika Morza, 6 (52), 31-66
- KLIMAT, 2012, Katalog opadów nagłych, Realizacja projektu badawczo-rozwojowego Wpływ zmian klimatu na gospodarkę, środowisko i społeczeństwo, Zadanie nr 4: Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju, załącznik do Podzadania 4.7, IMGW-PIB, Warszawa, maszynopis
- Kondracki J., 2018, Geografia regionalna Polski, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 468 s.
- Kwiecień D., 1968, Stosunki termiczne na pobrzeżu południowobałtyckim w świetle warunków anemometrycznych i usłonecznienia, Gdynia, maszynopis pracy doktorskiej
- 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:] Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym, J. Wibig, E. Jakusik (red.), IMGW-PIB, Warszawa, 7-32
- Majewski W., 2003, Powódź w Gdańsku w lipcu 2001 r. Propozycje zabezpieczenia w przyszłości, [w:] Powódź w Gdańsku 2001, J. Cyberski (red.), Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk, 81-88
- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2004, Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian [w:] Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywane

- zmiany w przededniu integracji europejskiej, J. Cyberski (red.), Wydawnictwo Gdańskie, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, 11-44
- Miętus M., Wielbińska D., 1996, Średni rozkład ciśnienia atmosferycznego nad Europą i jego modyfikacja w rejonie Morza Bałtyckiego, *Wiadomości IMGW*, 3, 85-100
- Owczarek M., Jakusik E., Wojtkiewicz A., Malik P., 2007, *Klimat Gdańska 1981-2005*, [w:] 200 lat regularnych pomiarów i obserwacji w Gdańsku, M. Miętus, J. Filipiak, A. Wyszkowski (red.), IMGW, Warszawa
- SUiKZP, 2019, Studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego miasta Gdańsk, dostępne online: <https://www.gdansk.pl/studium/obowiazujace-studium-suikzp,a,113625> (20.11.2019)

Streszczenie

Wrażliwość to stopień, w jakim układ miejski reaguje na zmianę klimatu, która może być korzystna lub niekorzystna. Wpływ ten może być bezpośredni (np. uszkodzenia sieci energetycznych na skutek ekstremalnych wartości temperatury) lub pośredni (np. szkody spowodowane częstszym występowaniem podtopień). Analiza wrażliwości miasta Gdańska na zmianę klimatu poprzedzona została procesem identyfikacji sektorów i komponentów miasta, które ze względu na cechy własne wykazują dużą wrażliwość na występujące ekstremalne zjawiska atmosferyczne i jednocześnie mają znaczący wpływ na funkcjonowanie złożonego systemu, jakim jest miasto Gdańsk. Szczegółowa analiza wybranych danych klimatycznych i hydrologicznych z wielolecia 1981-2015 umożliwiła ocenę ekspozycji Gdańska na zmianę klimatu. Wyniki oceny stanowiły podstawę wskazania ekstremalnych zjawisk meteorologicznych i ich pochodnych będących największym zagrożeniem dla mieszkańców i sektorów miasta. Charakterystyka wybranych elementów meteorologicznych i hydrologicznych w Gdańsku została opracowana na podstawie danych pochodzących z trzech stacji synoptycznych IMGW-PIB znajdujących się w tym mieście: Świbno, Rębiechowo oraz Port Północny. Ze wszystkich przeprowadzonych analiz oraz zarejestrowanych skutków zagrożeń naturalnych wynika, że najpoważniejszym zagrożeniem w Gdańsku, ze względu na położenie i ukształtowanie terenu miasta, jest występowanie nagłych powodzi miejskich, powodzi od strony rzek, a także powodzi od strony morza (sztormowych), których główną przyczyną jest wiatr oraz stale obserwowany wzrost poziomu morza. Kolejnym istotnym zagrożeniem, które ma wpływ na jakość funkcjonowania miasta Gdańska, jest występowanie silnych porywów wiatru oraz intensywnych burz i deszczy nawalnych, które niosą możliwość poważnych strat w wielu dziedzinach gospodarki, utrudniają transport oraz stanowią zagrożenie dla życia ludzkiego. Ponadto wskazano, że należy zwrócić uwagę na zwiększającą się częstość występowania fal upałów i dni gorących, które mają negatywny wpływ na świat przyrody i człowieka oraz infrastrukturę gospodarczą i komunikacyjną. Wymienione zjawiska stanowią poważne zagrożenie dla prawidłowego funkcjonowania miasta oraz zdrowia i życia jego mieszkańców.

Słowa kluczowe

Zmiana klimatu, wrażliwość na zmianę klimatu, ekstremalne zjawiska pogodowe.

Summary

Sensitivity is the extent to which the urban system responds to climate change, which can be beneficial or unfavourable. This impact may be direct (e.g. damage to energy networks due to extreme temperatures) or indirect (e.g. damage caused by a higher incidence of flooding). The analysis of the city's sensitivity to climate change was preceded by the process of identification of the city's sectors and components, which due to their own features show high sensitivity to the occurring extreme weather phenomena and at the same time have a significant impact on the functioning of the complex system of the city of Gdańsk. Detailed analysis of selected climate and hydrological data from the years 1981-2015 made it possible to assess Gdańsk's exposure to climate change. The results of the assessment were the basis for indicating extreme climatic phenomena and their derivatives being the biggest threat to the inhabitants and sectors of the city. The characteristics of selected climate indicators for the city of Gdańsk were developed based on data from three IMGW-PIB synoptic stations located in this city: Gdańsk-Świbno, Gdańsk-Rębiechowo and Gdańsk Port Północny. From all the analyses carried out and the registered effects of natural hazards, the most serious threat in Gdańsk, due to the location and the shape of the city, is mainly the occurrence of flash floods, floods from the side of rivers, and floods from the sea (stormy), the main cause of which is wind and constantly observed increase in sea level. Another important threat that affects the quality of the city of Gdańsk is the occurrence of strong gusts of wind and intense storms and rains, which carry the possibility of serious losses in many areas of the economy, impede transport and pose a threat to human life. In addition, it has been shown that attention should be paid to the increasing frequency of heat waves and hot days, which have a negative impact on the natural and human world as well as on economic and communication infrastructure. These phenomena pose a serious threat to the proper functioning of the city and the health and life of its inhabitants.

Keywords

Climate change, sensitivity to climate change, extreme weather events.

OCENA WARUNKÓW BIOKLIMATYCZNYCH W SEZONIE LETNIM W LATACH 1980-2016 NA OBSZARZE WARSZAWY

EVALUATION OF BIOCLIMATIC CONDITIONS IN THE SUMMER SEASON
IN THE YEARS 1980-2016 IN THE AREA OF WARSAW

Katarzyna ROZBICKA, Tomasz ROZBICKI

1. Wprowadzenie

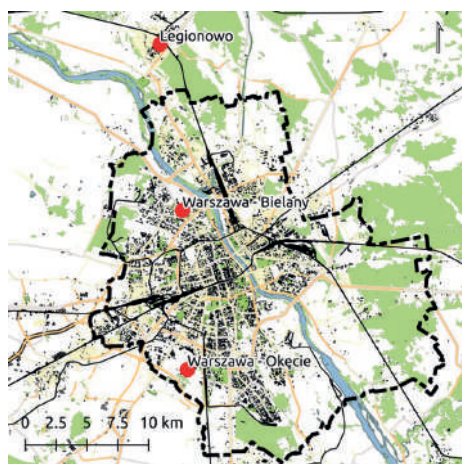
Na jakość życia w środowisku miejskim znaczący wpływ mają warunki bioklimatyczne, zarówno krótko, jak i długoterminowe. Warunki bioklimatyczne są modyfikowane ze względu na czynniki środowiskowe oraz złożoną strukturę i rozwój aglomeracji miejskich. Rozszerzone badania biometeorologiczne człowieka wskazują na wpływ bioklimatu miejskiego na zachorowalność, śmiertelność, potencjał turystyczny i podejmowanie decyzji oraz urbanistykę [Błażejczyk, Kunert 2011; Bleta i in. 2014]. Istnieje kilkadziesiąt różnych wskaźników opisujących wpływ środowiska atmosferycznego na ludzkie ciało, jednak większość z nich nie ma bezpośredniego związku z reakcjami fizjologicznymi, które występują w organizmie w odpowiedzi na panujące warunki termiczne. W latach 1990. opracowano tak zwane modele wielowęzłowe bilansu cieplnego człowieka, aby opisać wszystkie mechanizmy termoregulacji. Jeden z tych modeli stanowił podstawę do opracowania uniwersalnego wskaźnika obciążeń cieplnych – *UTCI* (ang. *Universal Thermal Climate Index*), którego celem jest ocena stopnia stresu termicznego, na jaki narażone jest ludzkie ciało. Zakłada się, że *UTCI* dostarcza informacji o procesach termicznych i fizjologicznych w całym spektrum możliwych warunków środowiskowych (z uwzględnieniem sezonowości klimatu) i we wszystkich skalach przestrzennych. Indeks powinien być przydatny w kluczowych zastosowaniach w bioklimatologii człowieka, takich jak codzienne prognozy i ekstremalne ostrzeżenia pogodowe, mapowanie bioklimatyczne, planowanie miejskie i regionalne, epidemiologia środowiskowa i badania wpływu na klimat, a także w klimatoterapii [Błażejczyk i in. 2010a, b, 2013].

Celem opracowania jest ocena czasowa i przestrzenna zmienności warunków bioklimatycznych w sezonie letnim (VI-VIII) w latach 1980-2016 na obszarze Warszawy. Charakterystykę warunków bioklimatycznych wykonano na podstawie wyników obliczeń uniwersalnego wskaźnika obciążeń cieplnych – *UTCI* w odniesieniu do trzech przestrzennie zróżnicowanych obszarów charakteryzujących różne obszary miejskie i podmiejskie. Analiza ta pozwoli na dokładniejszą ocenę i rozpoznanie zmian w czasie i przestrzenne zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na badanym obszarze.

2. Materiał i metoda badań

Warunki bioklimatyczne badano na podstawie codziennych wartości elementów meteorologicznych uzyskanych z IMGW-BIP z trzech stacji: Warszawa – Okęcie, Warszawa – Bielany i Legionowo (rys. 1) dla godziny 12 UTC z okresu letniego (VI-VIII) 1980-2016 r. (37 lat). Wybrano trzy zróżnicowane przestrzennie miejsca, które reprezentują różne obszary miasta. Stacja Warszawa-Bielany ($\varphi = 52^{\circ}17'N$; $\lambda = 20^{\circ}58'E$; $H = 98$ m n.p.m.) położona jest w północno-zachodniej części Warszawy w dzielnicy Bielany i reprezentuje typowy obszar miejski ze zróżnicowaną zabudową. W pobliżu stacji znajdują się osiedla mieszkaniowe, obiekty usługowe i tereny zieleni. Stacja Warszawa – Okęcie ($\varphi = 52^{\circ}10'N$; $\lambda = 20^{\circ}58'E$, $H = 106$ m n.p.m.) znajduje się w południowo-zachodniej części Warszawy, na terenie międzynarodowego portu lotniczego im. F. Chopina. Reprezentuje obszar miejski, ale peryferyjny z otwartą przestrzenią i oddaloną zabudową miejską. Stacja Legionowo ($\varphi = 52^{\circ}24'N$; $\lambda = 20^{\circ}58'E$, $H = 94$ m n.p.m.) położona jest na północ od Warszawy i reprezentuje obszar podmiejski, z niską zabudową i obszarami zielonymi.

Dane meteorologiczne wykorzystane w opracowaniu stanowią: temperatura powietrza ($^{\circ}C$), wilgotność względna powietrza (%), prędkość wiatru ($m \cdot s^{-1}$) na wysokości 10 m n.p.g. i wielkość



Rys. 1. Lokalizacja stacji pomiarowych

zachmurzenia (0-8). Na podstawie tych danych obliczono uniwersalny wskaźnik obciążeń cieplnych ($UTCI$ w $^{\circ}C$) wraz z średnią temperaturą promieniowania (T_{mrr} , $^{\circ}C$) w programie Bioklima 2.6¹. Na podstawie uzyskanych wartości wskaźnika dokonano oceny obciążeń cieplnych organizmu według zamieszczonej skali (tab. 1). Dla wskaźnika $UTCI$ obliczono: przebiegi czasowe (dekady, miesiące, lata) wartości wskaźnika $UTCI$ wraz trendami liniowymi poszczególnych kategorii obciążenia cieplnego. Obliczono częstość (%) poszczególnych obciążeń cieplnych w różnych przebiegach czasowych.

3. Wyniki

Średnia wartość wskaźnika $UTCI$ w miesiącach letnich (VI-VIII) w latach 1980-2016 na obszarze aglomeracji warszawskiej wyniosła $22,7^{\circ}C$, co odpowiada „brakowi obciążenia cieplnego”. Najwyższa wartość wskaźnika $UTCI$ wystąpiła na stacji Bielany w lipcu i wyniosła $25,6^{\circ}C$, a najniższa $20,6^{\circ}C$ w czerwcu. Obie wartości odpowiadały „brakowi obciążenia cieplnego”. Mąkosza [2013] w swoich badaniach dotyczących województwa lubuskiego na trzech stacjach uzyskała

¹ <https://www.igipz.pan.pl/Bioklima-zgik.html>

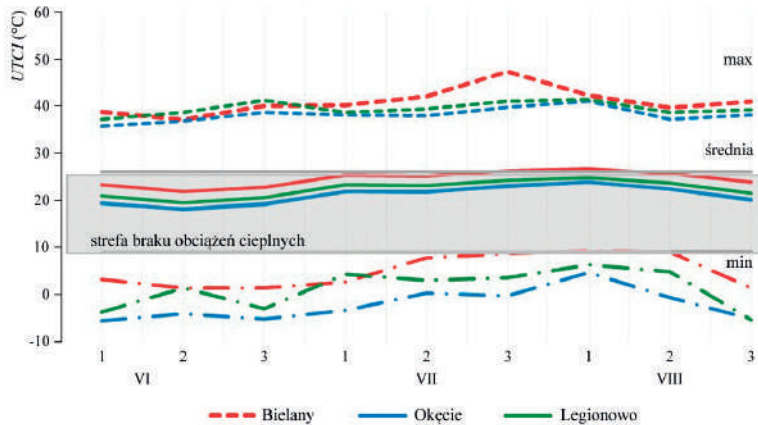
Tabela 1. Skala oceny obciążeń cieplnych organizmu według kategorii obciążeń cieplnych wskaźnika *UTCI* [Błażejczyk i in 2010]

<i>UTCI</i> (°C)	Numer kategorii	Obciążenie cieplne
> 46,0	4	nieznośny stres ciepła
38,1-46,0	3	bardzo silny stres ciepła
32,1-38,0	2	silny stres ciepła
26,1-32,0	1	umiarkowany stres ciepła
9,1-26,0	0	brak obciążeń cieplnych
0,1-9,0	-1	łagodny stres zimna
od -12,9 do 0,0	-2	umiarkowany stres zimna
od -26,9 do -13,0	-3	silny stres zimna
od -39,9 do -27,0	-4	bardzo silny stres zimna
≤ -40,0	-5	nieznośny stres zimna

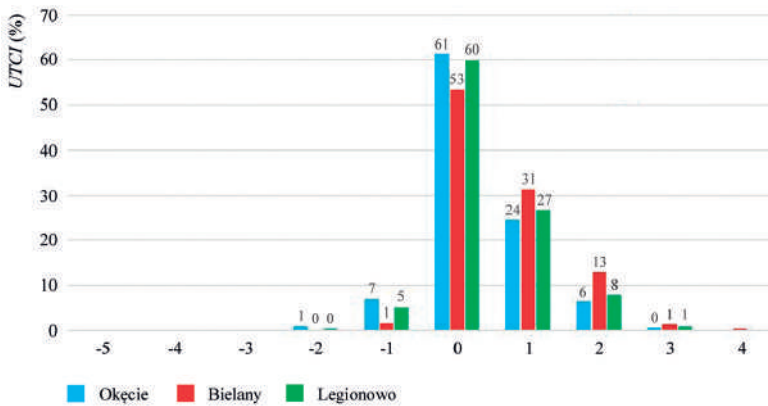
nieto niższe wartości wskaźnika *UTCI* w miesiącach letnich, średnie wartości wahały się odpowiednio: VI – 17,7-19,8°C, VII – 20,5-22,5°C i VIII – 20,8-22,7°C. W przypadku wartości średniej wskaźnika *UTCI* w poszczególnych miesiącach letnich (zakres wartości wahał się od 18,0 do 26,7°C) przeważał „brak obciążenia cieplnego”, w przypadku wartości maksymalnej (41,1-47,4°C) dominujące obciążenie odpowiadało „bardzo silnemu stresowi ciepła” oraz w jednym przypadku na Bielanych zanotowano „nieznośny stres ciepła” (28.07.2005 r.), a w przypadku wartości minimalnej (-5,5-1,4°C) dominowało obciążenie „umiarkowany i łagodny stres zimna”. Najniższe wartości wskaźnika *UTCI* występowały w Legionowie i na Okęciu. Najniższa wartość wskaźnika *UTCI* wyniosła -5,5°C na Okęciu (02.06.1980 r.) i -5,4°C w Legionowie (22.08.1980 r.). Wartości te odpowiadały „umiarkowanemu stresowi zimna” (rys. 2).

Najwyższe wartości w dekadach wystąpiły na stacji Bielany, na której najcieplejszą dekadą w przypadku wartości średniej i minimalnej była pierwsza dekada sierpnia, w której wartości odpowiednio wyniosły 26,8°C i 12,5°C co odpowiada „umiarkowanemu stresowi ciepła”. W przypadku wartości maksymalnej była to trzecia dekada lipca (40,1°C) – „bardzo silny stres ciepła”. Podobny rozkład wartości jak na stacji Bielany, ale z nieco niższymi wartościami zanotowano na stacji Legionowo, wszystkie wartości – średnia, minimalna i maksymalna – najwyższe wystąpiły w pierwszej dekadzie sierpnia i odpowiednio wyniosły 25,0°C; 9,8°C – „brak obciążeń cieplnych” i 38,6°C – „bardzo silny stres ciepła”. Na stacji Okęcie wystąpiły najniższe wartości i ich przebieg czasowy był podobny. Najwyższe wartości średnia i minimalna wystąpiły w pierwszej dekadzie sierpnia i odpowiednio wyniosły: 23,9°C – „brak obciążeń cieplnych” i 8,2°C – „łagodny stres zimna”. W przypadku wartości maksymalnej była to zarówno trzecia dekada lipca, jak i pierwsza dekada sierpnia z maksymalną wartością 37,7°C, odpowiadającą „silnemu stresowi ciepła” (rys. 2).

Najczęściej występującą kategorią obciążenia cieplnego według wskaźnika *UTCI* w całym okresie 1980-2016 był „brak obciążenia cieplnego”, zmieniający się w zakresie od 53% (Bielany) do 61% (Okęcie) (rys. 3). Podobne wyniki w swojej pracy uzyskała Lindner [2011] na stacji Warszawa-Okęcie w okresie 2000-2009. W rozpatrywanym okresie w żadnym przypadku nie zanotowano obciążeń cieplnych związanych ze stresem zimna, należących do kategorii -5, -4

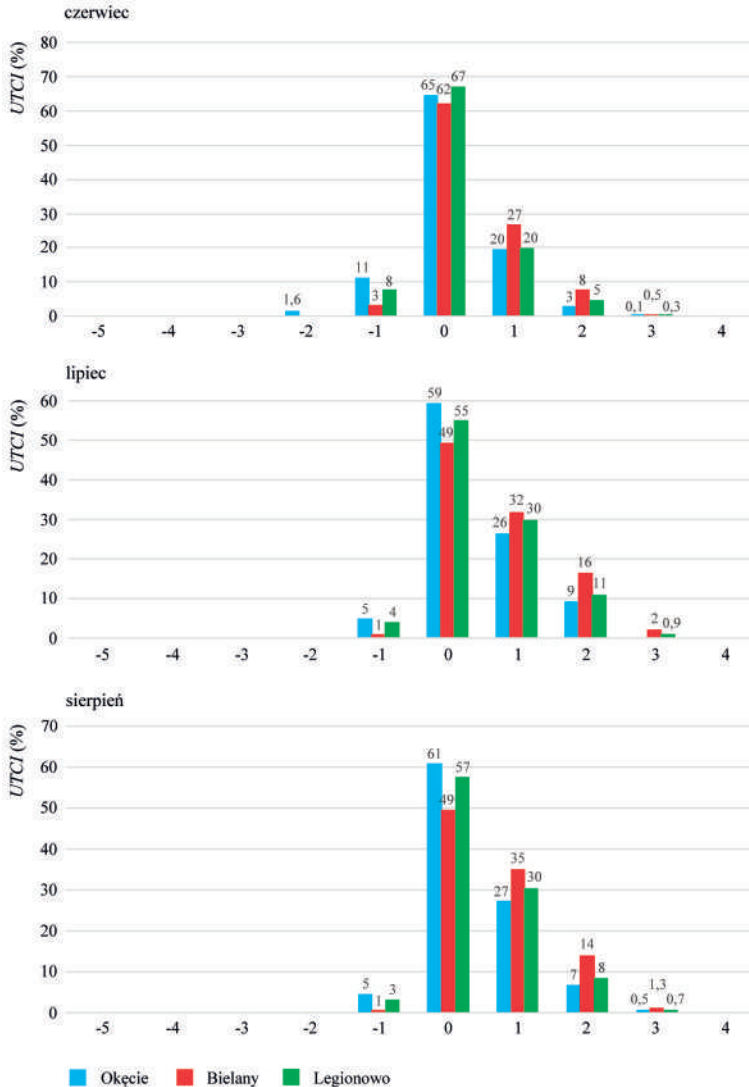


Rys. 2. Średnie, maksymalne i minimalne wartości wskaźnika $UTCI$ (12 UTC) dekadach w VI, VII i VIII na wybranych stacjach, 1980-2016



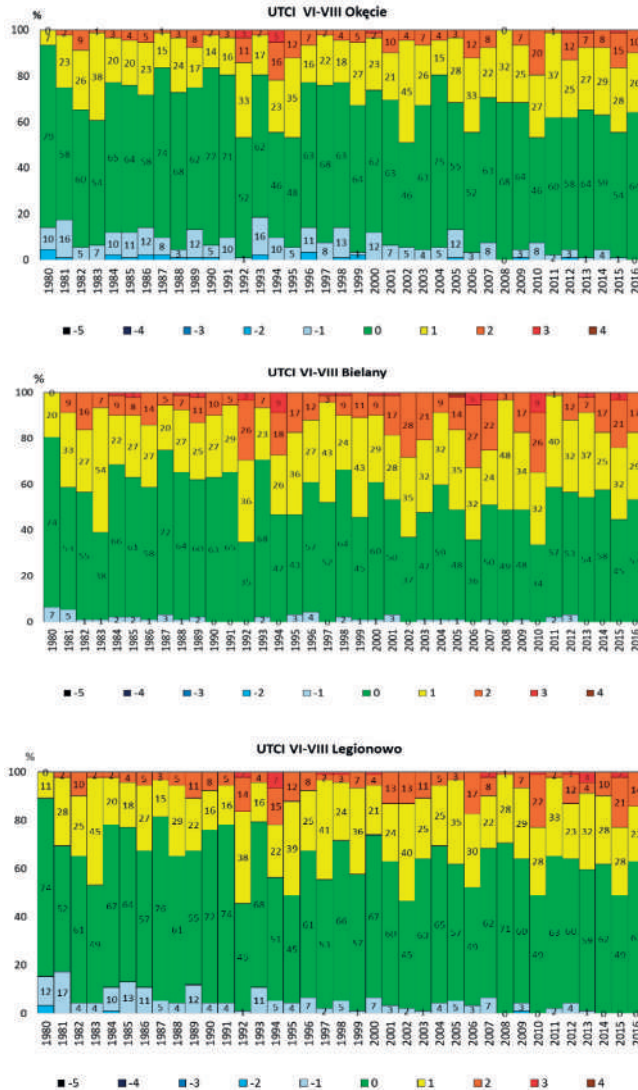
Rys. 3. Częstość (%) obciążeń cieplnych według wskaźnika $UTCI$ (°C) godz. 12 UTC w okresie lata (VI-VIII) w latach 1980-2016 na wybranych stacjach

i -3 (czyli od nieznośnego stresu zimna do silnego stresu zimna), oraz związanych ze stresem ciepła, czyli kategorii 4 (nieznośny stres ciepła), z wyjątkiem stacji Bielany (0,03%). W przypadku obciążeń cieplnych związanych ze stresem ciepła, czyli kategorii (1-4) tzn. od umiarkowanego do nieznośnego stresu ciepła, najczęściej występował „umiarkowany stres ciepła”, od 24% (Okęcie) do 31% (Bielany), rzadziej „silny stres ciepła” 6-13% i „bardzo silny stres ciepła” od 0,4% (Okęcie) do 1,3% (Bielany). Między innymi Błażejczyk, Kunert [2006, 2011]; Kunert [2010], Błażejczyk [2011], Błażejczyk i in. [2014] w swoich badaniach na obszarze Warszawy wykazali zróżnicowanie obciążeń cieplnych według wskaźnika $UTCI$ w zależności od położenia stacji – centrum miasta i poza miastem, jak również od różnych typów zabudowy. Powyższe badania wykazują, że na zróżnicowanie warunków odczuwalnych najsilniej w miastach wpływa roślinność, nawet już niewielka grupa drzew wywiera pozytywny wpływ na temperaturę odczuwalną. Natomiast częstość dni z wartościami $UTCI$ wyższymi od 32°C ($UTCI > 32^\circ\text{C}$), oznaczającymi silny, bardzo silny



Rys. 4. Częstość (%) obciążeń cieplnych według wskaźnika $UTCI$ (°C) o godz. 12 UTC w poszczególnych miesiącach lata (VI-VIII) na wybranych stacjach, 1980-2016

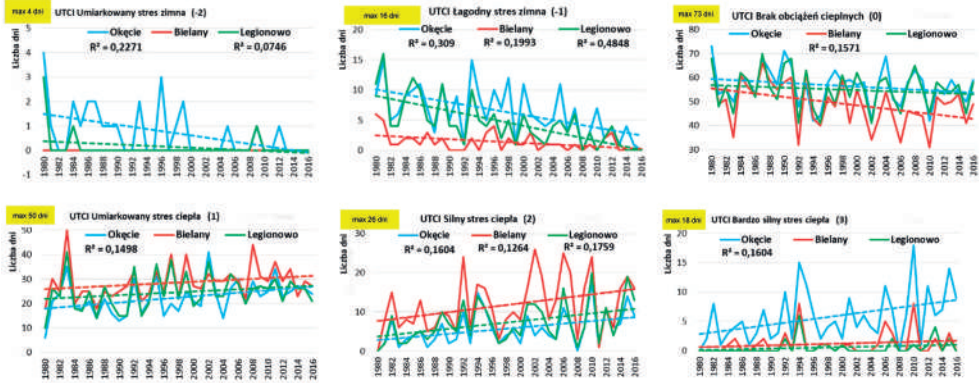
i skrajnie silny stres gorąca, wpływa znacząco na zagrożenie dla zdrowia mieszkańców [Błażejczyk i in. 2014]. Również Lindner-Cendrowska [2013] w swoich badaniach warunków bioklimatycznych pod kątem turystycznym i rekreacyjnym na obszarze starego miasta w Warszawie wykazała, że w okresie lata około 90% warunków odpowiada „umiarkowanemu stresowi ciepła”. Podobne zróżnicowanie warunków biotermicznych występuje w innych miastach w Polsce, co wykazane zostało m.in. w pracach: Czarnecka i in. [2011], Nidzgarska-Lencewicz, Mąkosza [2013], Dobek, Krzyżewska [2015], Mąkosza i in. [2015], Nidzgarska-Lencewicz [2015], Mąkosza, Nidzgarska-Lencewicz [2017], Owczarek [2019].



Rys. 5. Częstość (%) obciążeń cieplnych według wskaźnika *UTCI* (°C) dla okresu lata (12 UTC) w poszczególnych latach dla wybranych stacji, 1980-2016

Częstość obciążeń cieplnych związanych ze stresem zimna, czyli kategorii (-1) „łagodnego stresu zimna”, wahała się od 1,5% (Bielany) do 6,8% (Okęcie), a w przypadku „umiarkowanego stresu zimna” od 0,1% (Legionowo) do 0,8% (Okęcie). Na stacji Bielany nie zanotowano żadnego przypadku wystąpienia tego obciążenia cieplnego.

Podobny rozkład częstości poszczególnych kategorii obciążenia cieplnego występuje w kolejnych miesiącach okresu letniego. W czerwcu według wskaźnika *UTCI* częściej niż w pozostałych miesiącach występuje „brak obciążeń cieplnych” oraz obciążenia cieplne związane ze stresem zimna, tj. „łagodny i umiarkowany stres zimna”. Natomiast w lipcu i sierpniu występuje większa



*poziom istotności $p < 0,05$

Rys. 6. Zmienność liczby dni z poszczególnymi kategoriami obciążenia cieplnego wraz z trendem liniowym według wskaźnika *UTCI* (12 UTC) w miesiącach letnich (VI-VIII) w poszczególnych latach (1980-2016) na wybranych stacjach

częstość obciążeń cieplnych związanych ze stresem ciepła, tj. „silny i bardzo silny stres ciepła” (rys. 4). W badaniach nad bioklimatem Warszawy, jak również w innych obszarach m.in. w strefie wybrzeża Bałtyku [Kolendowicz i in. 2018; Koźmiński, Michalska 2019], bardzo ważną rolę odgrywa sytuacja synoptyczna, w tym czynniki cyrkulacyjne – głównie układy wyżowe, które w sposób znaczący kształtują warunki pogodowe, jak również czynniki lokalne, wpływające na ostateczny przebieg warunków pogodowych nad danym obszarem [Błażejczyk 2002, 2014; Rozbicka, Rozbicki 2016, 2018a, b].

Częstość obciążeń cieplnych (*UTCI*) wykazuje znaczne zróżnicowanie w poszczególnych latach, większe niż między stacjami. Częstość wskaźnika *UTCI* „brak obciążeń cieplnych” wahała się od 46% w 1994 r. do 79% w 1980 r. na Okęcie, od 34% w 2010 r. do 74% w 1980 r. na Bielanych i od 45% w 2002 r. do 76% w 1987 r. w Legionowie. Zauważa się większą częstość obciążeń cieplnych związanych ze stresem zimna na początku lat 80., a ze stresem ciepła od początku XXI w. (rys. 5).

Zaobserwowano negatywny trend liniowy liczby dni z obciążeniem cieplnym związanym ze stresem zimna (kategoria -2, -1 czyli „umiarkowany i łagodny stres zimna”) oraz kategorii 0 „brak obciążeń cieplnych” według wskaźnika *UTCI*. Na uwagę zasługuje istotny statystycznie na wszystkich stacjach ($p < 0,05$) ujemny trend liniowy dni z „łagodnym stresem zimna”. W przypadku obciążeń cieplnych związanych ze stresem ciepła uzyskano dodatni trend liniowy, istotny statystycznie na wszystkich stacjach jedynie w przypadku „silnego stresu ciepła” (rys. 6).

Mąkosza [2013] w swoich badaniach z okresu 1971-2006 na przykładzie województwa lubuskiego również uzyskała pozytywny trend kategorii „brak obciążeń cieplnych” i kategorii powiązanych ze stresem ciepła (*UTCI* $>32^{\circ}\text{C}$) oraz negatywny trend kategorii *UTCI* $<-13^{\circ}\text{C}$ (związanych ze stresem zimna).

4. Podsumowanie

- W latach 1980-2016 na obszarze aglomeracji warszawskiej warunki do rekreacji, wypoczynku, a także do uprawiania różnych form aktywności na zewnątrz oraz do turystyki w miesiącach letnich (zwłaszcza w czerwcu) są korzystne. Ponad 50% stanowią warunki związane z brakiem obciążenia cieplnego.
- Średnia wartość wskaźnika *UTCI* w poszczególnych miesiącach letnich (VI-VIII) była najwyższa na stacji Bielany w lipcu ($25,6^{\circ}\text{C}$), a najniższa w czerwcu na Okęciu ($18,9^{\circ}\text{C}$), co w obu przypadkach odpowiadało „brakowi obciążenia cieplnego”.
- Przy występowaniu wartości maksymalnej ($41,1-47,4^{\circ}\text{C}$) dominującym obciążeniem cieplnym był „bardzo silny stres ciepła” oraz w jednym przypadku na Bielanych „nieznośny stres ciepła”, a przy wartości minimalnej ($-5,5-1,4^{\circ}\text{C}$) dominowało obciążenie „umiarkowany i łagodny stres zimna”.
- Na stacji Bielany zanotowano najwyższą wartość wskaźnika *UTCI* $47,4^{\circ}\text{C}$, co odpowiada „nieznośnemu stresowi ciepła”, która wystąpiła jeden raz – 28 lipca 2005 roku.
- Najniższe wartości wskaźnika *UTCI* występowały w Legionowie i na Okęciu. Najniższa wartość wyniosła $-5,5^{\circ}\text{C}$ i wystąpiła na Okęciu (2 czerwca 1980 r.) i $-5,4^{\circ}\text{C}$ w Legionowie (22 sierpnia 1980 r.). Wartości te odpowiadały „umiarkowanemu stresowi zimna”.
- W żadnym przypadku nie zanotowano obciążeń cieplnych związanych ze stresem zimna należących do kategorii -5, -4 i -3 (od nieznośnego stresu zimna do silnego stresu zimna), co wynika z okresu badań oraz związanych ze stresem ciepła kategorii 4 („nieznośny stres ciepła”) z wyjątkiem wystąpienia tej kategorii na stacji Bielany (0,03%).
- Najczęściej spośród obciążeń związanych ze stresem ciepła występował „umiarkowany stres ciepła” – 24% (Okęcie) – 31% (Bielany), rzadziej 6-13% „silny stres ciepła” i najrzadziej „bardzo silny stres ciepła” 0,4% (Okęcie) – 1,3% (Bielany).
- Częstość obciążeń cieplnych związanych ze stresem zimna, czyli kategorii (-1) „łagodnego stresu zimna”, wahała się od 1,5% (Bielany) do 6,8% (Okęcie), a w przypadku „umiarkowanego stresu zimna” od 0,1% (Legionowo) do 0,8% (Okęcie). Na stacji Bielany nie zanotowano żadnego przypadku tego obciążenia cieplnego.
- Na badanym obszarze obciążenia cieplne związane ze stresem ciepła występowały zatem częściej (na stacji Bielany, reprezentującej miasto, niż na pozostałych stacjach reprezentujących obszar peryferyjny i pozamiejski) niż związane ze stresem zimna (rzadziej na stacji Bielany niż na pozostałych stacjach).
- Stwierdzono negatywny trend liniowy liczby dni z obciążeniem cieplnym związanym ze stresem zimna (kategoria -2, -1, czyli „umiarkowany i łagodny stres zimna”) oraz kategorią 0 „brak obciążeń cieplnych”. Na uwagę zasługuje istotny statystycznie na wszystkich stacjach (zwłaszcza wysokie współczynniki determinacji uzyskano w Legionowie $R^2 = 0,48$ i na Okęciu $R^2 = 0,31$) ujemny trend liniowy liczby dni z „łagodnym stresem zimna”. W przypadku obciążeń cieplnych związanych ze stresem ciepła uzyskano dodatni trend liniowy, istotny statystycznie na wszystkich stacjach, jedynie w przypadku „silnego stresu ciepła”.

- Warto zauważyć, że jedynie na stacji Okęcie uzyskano we wszystkich kategoriach związanych zarówno ze stresem ciepła (kategoria 1, 2 i 3), jak i ze stresem zimna (kategoria -1 i -2) istotny statystycznie, odpowiednio dodatni oraz ujemny trend liczby dni.
- Przestrzenne zróżnicowanie położenia uwzględnionych stacji wskazuje na wyższe wartości wskaźnika *UTCI* i częstość związaną ze stresem ciepła, a zarazem niższe wartości i częstość odczuć ciepłych związanych ze stresem zimna na stacji Bielany niż na pozostałych stacjach Okęcie i Legionowo.

Na podstawie powyższych, jak również wcześniejszych badań [m.in. Błażejczyk i in. 2013; Błażejczyk 2014] dotyczących prognoz dla Warszawy w XXI w., można stwierdzić, że tendencje wzrostu częstości obciążeń ciepłych związanych ze stresem ciepła, zwłaszcza na obszarze miasta, mają i będą miały w przyszłości konsekwencje zarówno dla zdrowia, jak i samopoczucia i wszelkich form aktywności mieszkańców stolicy.

Literatura

- Błażejczyk K., 2011, Mapping of UTCI in local scale (the case of Warsaw), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 275-283
- Błażejczyk K., 2002. Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowaniu klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej. *Dok. Geogr., IGI PAN*, 26.
- Błażejczyk K., Broede P., Fiala D., Havenith G., Holmér I., Jendritzky G., Kampmann B., 2010a, UTCI – Nowy wskaźnik oceny obciążeń ciepłych człowieka, *Przegląd Geograficzny*, 82 (1), 49-71
- Błażejczyk K., Broede P., Fiala D., Havenith G., Holmér I., Jendritzky G., Kampmann B., Kunert A., 2010b, Principles of the new Universal Thermal Climate Index (UTCI) and its application to bioclimatic research in European scale, *Miscellanea Geographica*, 14 (1), 91-102
- Błażejczyk K., Jendritzky G., Bröde P., Fiala D., Havenith G., Epstein Y., Psikuta A., Kampmann B., 2013, An introduction to the universal thermal climate index (UTCI), *Geographia Polonica*, 86 (1), 5-10, DOI: 10.7163/GPol.2013.1
- Błażejczyk K., Kunert A., 2006, June. Differentiation of bioclimatic conditions of urban areas (the case of Poland), [w:] 6th International Conference on Urban Climate, 213-216
- Błażejczyk K., Kunert A., 2011, Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce, *Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN*, 13, 296 s.
- Błażejczyk, K., Kuchcik, M., Milewski, P., Dudek, W., Kręcisz, B., Błażejczyk, A., ... & Pałczyński, C. 2014. Miejska wyspa ciepła w Warszawie: uwarunkowania klimatyczne i urbanistyczne. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyńskiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Bleta A., Nastos P.T., Matzarakis A., 2014, Assessment of bioclimatic conditions on Crete Island, Greece, *Regional Environmental Change*, 14 (5), 1967-1981, DOI: 10.1007/s10113-013-0530-7
- Czarnecka M., Mąkosza A., Nidzgorzka-Lencewicz J., 2011, Variability of meteorological elements shaping biometeorological conditions in Szczecin, Poland, *Theoretical and Applied Climatology*, 104 (1-2), 101-110, DOI: 10.1007/s00704-010-0326-3

- Dobek M., Krzyżewska A., 2015, Wybrane zagadnienia z bioklimatu Lublina, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B: Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 70 (2), 117-129, DOI: 10.17951/b.2015.70.2.117
- Kolendowicz L., Pórolniczak M., Szyga-Pluta K., Bednorz E., 2018, Human-biometeorological conditions in the southern Baltic coast based on the universal thermal climate index (UTCI), *Theoretical and Applied Climatology*, 134 (1-2), 363-379, DOI: 10.1007/s00704-017-2279-2
- Kozmiński C., Michalska B., 2019, Ocena bioklimatycznych warunków rekreacji i turystyki w strefie polskiego Wybrzeża Bałtyku na podstawie wskaźnika UTCI, *Przegląd Geograficzny*, 91 (2), 113-126, DOI: 10.7163/PrzG.2019.2.7
- Kunert A., 2010, April. Modeling of UTCI index in various types of landscape, [w:] *Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology*, *Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg*, 20, 302-307
- Lindner K., 2011, Assessment of sensible climate in Warsaw using UTCI, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 285-291
- Lindner-Cendrowska K., 2013, Assessment of bioclimatic conditions in cities for tourism and recreational purposes (a Warsaw case study), *Geographia Polonica*, 86 (1), 55-66, DOI: 10.7163/GPol.2013.7
- Mąkosza A., 2013, Bioclimatic conditions of the Lubuskie Voivodeship, *Geographia Polonica*, 86 (1), 37-46, DOI: 10.7163/GPol.2013.5
- Mąkosza A., Kozmiński C., Michalska B., 2015, Potencjał bioklimatyczny polskiego wybrzeża Bałtyku w letnim sezonie turystycznym, *Europa Regionum*, 23, 55-66
- Mąkosza A., Nidzgorska-Lencewicz J., 2017, Selected thermal and biothermal aspects of cities in Poland, *Polish Journal of Natural Sciences*, 32 (4), 771-782
- Nidzgorska-Lencewicz J., 2015, Variability of human-biometeorological conditions in Gdańsk, *Polish Journal of Environmental Studies*, 24 (1), 215-226, DOI: 10.15244/pjoes/26116
- Nidzgorska-Lencewicz J., Mąkosza A., 2013, Assessment of bioclimatic conditions within the area of Szczecin agglomeration, *Meteorologische Zeitschrift*, 22 (5), 615-626, DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0451
- Owczarek M., 2019, The influence of large-scale factors on the heat load on human beings in Poland in the summer months, *Theoretical and Applied Climatology*, 137 (1-2), 855-869, DOI: 10.1007/s00704-018-2633-z
- Rozbicka K., Rozbicki T., 2016, The influence of biometeorological stimuli of air pressure in relation to atmospheric circulation in Warsaw, *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus*, 15 (3), 121-136, DOI: 10.15576/ASP.FC/2016.15.3.121
- Rozbicka K., Rozbicki T., 2018a, Analysis of the episodes of tropospheric ozone concentration in relation with hot days and heat waves in Warsaw, *SHS Web of Conferences*, 57, DOI: 10.1051/shsconf/20185702010
- Rozbicka K., Rozbicki T., 2018b, Variability of UTCI index in South Warsaw depending on atmospheric circulation, *Theoretical and Applied Climatology*, 133 (1-2), 511-520, DOI: 10.1007/s00704-017-2201-y

Streszczenie

Obszar badań obejmuje jedną z największych pod względem ludności (2,6 mln, w tym m.st. Warszawa 1,7 mln mieszkańców) i powierzchni (2,7 tys.km², w tym m.st. Warszawa 517 tys. km²) i zarazem najbardziej atrakcyjną turystycznie aglomerację warszawską. Można zatem przypuszczać, że w wielu przypadkach, zwłaszcza w sezonie letnim, warunki pogodowe są bardzo istotnym czynnikiem umożliwiającym przebywanie człowieka w terenie otwartym, a więc czynnikiem decydującym o wyborze różnych form wypoczynku, rekreacji i turystyki. Celem pracy jest przedstawienie długoletniej (1980-2016) zmienności warunków bioklimatycznych, przy zastosowaniu uniwersalnego wskaźnika obciążeń cieplnych (*UTCI*) w sezonie letnim na przykładzie trzech stacji reprezentujących różne części aglomeracji warszawskiej (Bielany, Okęcie i Legionowo) i porównanie na ich obszarze zmienności warunków bioklimatycznych.

W badanym okresie najwyższe wartości (średnie, maksymalne i minimalne) wskaźnika *UTCI*, jak i częstość odczuć cieplnych związanych ze stresem ciepła wystąpiła na stacji Bielany, reprezentującej miasto, a najniższe na stacjach reprezentujących obszar pozamiejski – Legionowo i peryferyjny – Okęcie. Zaobserwowano negatywny trend liniowy liczby dni z obciążeniem cieplnym związanym ze stresem zimna oraz kategorią „braku obciążeń cieplnych”, natomiast dodatni trend liniowy uzyskano w przypadku obciążeń cieplnych związanych ze stresem ciepła. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że w miesiącach letnich na badanym obszarze (zwłaszcza w czerwcu, ponad 60%) panują warunki korzystne, powodujące brak lub niewielkie nasilenie procesów adaptacyjnych organizmu i są korzystne dla uprawiania różnych form rekreacji i turystyki. Jednakże rosnąca z roku na rok tendencja liczby dni z „silnym i bardzo silnym stresem ciepła”, zwłaszcza na stacji reprezentującej obszar miasta (Bielany), jest czynnikiem niepokojącym i negatywnie wpływającym w przyszłości zarówno na zdrowie, jak i na samopoczucie mieszkańców stolicy i jego okolic.

Słowa kluczowe

Warunki biometeorologiczne, wskaźnik *UTCI*, obciążenia cieplne, Warszawa.

Summary

The research area concerns one of the largest in terms of population (2.6 million, including the capital city of Warsaw 1.7 million inhabitants) and area (2.7 thousand km², including the capital city of Warsaw 517,000 km²) and also the most attractive agglomeration for tourists – Warsaw. Thus, it can be assumed that in many cases the weather factor, especially in the summer season for various forms of rest and recreation, as well as for tourism is a very important factor enabling the human being in the open area. The aim of the work is to present the long-term (1980-2016) variability of bioclimatic conditions by the use of the Universal Thermal Climate Index (*UTCI*) in the summer season on the example of three stations representing different parts of the Warsaw agglomeration (Bielany, Okęcie and Legionowo) and to compare the variability of bioclimatic conditions in their area.

In the analysed period, the highest values (average, maximum and minimum) of the *UTCI* index and the frequency of thermal sensations related to heat stress occurred at the Bielany station representing the city area, and the lowest values at the stations representing the non-urban area – Legionowo and outskirts – Okęcie. The negative linear trend of the number of days for thermal loads related to cold stress and the category of “no thermal loads” was observed and the positive linear trend for thermal loads related to heat stress was

obtained. Based on the obtained results, it can be concluded that in the study area in summer months (especially in June over 60%) there are favourable conditions or practicing various forms of recreation and tourism causing the lack or slight intensification of the body's adaptation processes and they are beneficial. Increasing every year, the trend of the number of days with "strong and very strong heat stress", especially at the city station (Bielany) is a disturbing factor and negatively affecting both the health and well-being of the Warsaw residents in the future.

Key words

Biometeorological condition, *UTCI* index, thermal stress, Warsaw.

ROZDZIAŁ 5

Wpływ warunków meteorologicznych na roślinność

REAKCJA ROŚLIN DZIKO ROSNĄCYCH NA OBSERWOWANE OCIEPLENIE KLIMATU

REACTION OF WILD PLANTS FOR OBSERVED CLIMATE WARMING

Małgorzata KĘPIŃSKA-KASPRZAK, Piotr STRUZIŁ

1. Wprowadzenie. Fenologia jako nauka i jej znaczenie

Fenologia, która bada przebieg zjawisk sezonowych u roślin i zwierząt oraz ich związek ze zmianami warunków meteorologicznych i klimatycznych, dzieli się na fitofenologię, monitorującą okresowość poszczególnych faz w świecie roślinnym, oraz zoofenologię, śledzącą zmiany w zachowaniu zwierząt. Badania prowadzone w różnych strefach klimatycznych wskazują, że istnieje ścisły związek poszczególnych faz rozwoju roślin i zachowania zwierząt z warunkami meteorologicznymi. Zwraca się jednak uwagę, że związek z warunkami meteorologicznymi i klimatycznymi panującymi na danym terenie jest znacznie wyraźniejszy w przypadku roślin, które są związane na stałe z miejscem wegetacji, niż w przypadku zwierząt, które mogą zmieniać miejsce pobytu i ich zachowanie może być wynikiem zróżnicowanych wpływów. Opierając się na zależności pomiędzy poszczególnymi elementami klimatu a stopniem rozwoju roślin podczas danego sezonu wegetacyjnego, sieci obserwacji fenologicznych obejmujących rośliny dziko rosnące i uprawne działają w wielu narodowych służbach meteorologicznych.

Badania fenologiczne, poza znaczeniem czysto naukowym, mają również wymiar praktyczny. W agrometeorologii pozwalają na wyznaczanie okresu wegetacyjnego oraz na prognozowanie terminów faz rozwojowych roślin uprawnych i terminów zabiegów agrotechnicznych, podniesienie jakości i wysokości plonów, prognozowanie wielkości zbiorów. W leśnictwie są pomocne przy określaniu bonitacji siedlisk leśnych i doboru drzewostanu, a także przy wyznaczaniu terminów zabiegów pielęgnacyjnych i ochronnych. W biometeorologii są m.in. wskazówką przy wskazywaniu okresów wzmózonego zagrożenia dla alergików poprzez określenie terminów pylenia roślin. Znajomość bieżącego przebiegu zjawisk fenologicznych na tle danych historycznych pozwala także na ich szerokie wykorzystanie w klimatologii, również w procesie śledzenia zmian klimatu.

2. Obserwacje fenologiczne prowadzone przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy (IMGW-PIB), mając świadomość znaczenia obserwacji fenologicznych dla różnych dziedzin gospodarki, a rów-

nocześnie posiadając rozbudowaną sieć obserwacyjną hydrologiczno-meteorologiczną obejmującą cały kraj i doświadczenie w prowadzeniu tak rozległych obszarowo badań, zorganizował sieć obserwacji fenologicznych już po I wojnie światowej i reaktywował ją po II wojnie światowej (wówczas jako Państwowy Instytut Meteorologiczny). W latach 1946-1992 sieć ta obejmowała maksymalnie od 400 do 600 punktów, a obserwacjom podlegały zarówno rośliny dziko rosnące, jak i wybrane rośliny uprawne, w tym sadownicze. Do 1960 roku wydawano drukiem *Roczniki obserwacji fenologicznych*. Niestety w 1992 roku ówczesne IMGW było zmuszone do całkowitej rezygnacji z prowadzenia obserwacji fenologicznych, których ilość i tak już malała pod koniec tego okresu.

W 2006 roku podjęto decyzję o ponownym uruchomieniu obserwacji i od 2007 r. sieć fenologiczna zaczęła działalność w nowym kształcie. Obecnie obserwacje prowadzone są w miejscowościach, w których zlokalizowane są stacje synoptyczne IMGW-PIB, z wyłączeniem obszarów wysokogórskich (rys. 1). Obserwowanych jest 10 roślin dziko rosnących, które zaliczają się do grupy roślin wskaźnikowych lub inaczej – przewodnich. Są to rośliny najbardziej charakterystyczne dla danej strefy klimatycznej lub regionu, a równocześnie pospolite na danym obszarze, co znacząco ułatwia ich obserwację. Obserwacjom podlegają: leszczyna pospolita (*Corylus avellana* L.), podbiał pospolity (*Tussilago farfara* L.), czerecha zwyczajna (*Prunus padus* L.), mniszek pospolity (*Taraxacum officinale* F. H. Wigg.), brzoza brodawkowata (*Betula pendula* Roth), lilak pospolity (*Syringa vulgaris* L.), kasztanowiec zwyczajny (*Aesculus hippocastanum* L.), robinia akacja (*Robinia pseudoacacia* L.), lipa drobnolistna (*Tilia cordata* Mill.) oraz wrzós pospolity (*Calluna vulgaris* (L.) Hull).



Rys. 1. Sieć obserwacji fenologicznych IMGW-PIB

U wymienionych roślin obserwowanych jest pięć różnych faz (w zależności od rośliny): listnienie, kwitnienie, dojrzewanie owoców, żółknięcie oraz opadanie liści.

Taki dobór poszczególnych gatunków oraz wybór obserwowanych faz ich rozwoju pozwala na wyznaczanie izofen (linii łączących punkty o tym samym terminie wystąpienia danej fazy fenologicznej), a także fenologicznych pór roku. Te ostatnie wydzielane są zgodnie z podziałem zaproponowanym w 1895 r. przez Egon Ihne [Harmata 1995] i powszechnie stosowanym do dziś. Obejmują one: zaranie wiosny, wczesną wiosnę, pełnię wiosny, wczesne lato, lato, wczesną jesień i jesień. Wyniki w postaci map początku poszczególnych pór roku w kolejnych latach prezentowane są na stronie http://agrometeo.pogodynka.pl/fenologia/fenologiczne_pory_roku.

3. Dane i metody zastosowane w opracowaniu

Badania nad związkiem cyklu rocznego rozwoju roślin na kuli ziemskiej z elementami środowiska naturalnego wykazały, że mimo istotnego wpływu takich czynników, jak rodzaj gleby czy

czynniki biosferyczne (np. szkodniki), największy wpływ na sezonowość poszczególnych cykli i ich różnice w czasie i przestrzeni ma temperatura powietrza, długość dnia i wysokość opadu atmosferycznego. Na półkuli północnej, w średnich szerokościach geograficznych, najistotniejszy wpływ na termin pojawiania się faz wiosennych ma temperatura powietrza w poprzedzających miesiącach zimowych i wiosennych, podczas gdy w strefie zwrotnikowej i podzwrotnikowej dominującym czynnikiem są opady atmosferyczne [WMO 2009].

W drugiej połowie XX wieku zaczęto rejestrować zauważalne zmiany warunków klimatycznych, zarówno w skali globalnej jak i regionalnej. Obserwowane zmiany klimatu objęły również obszar Polski. Dotyczą one wielu elementów meteorologicznych, jednak najbardziej odczuwalne dla całego środowiska naturalnego, w tym dla człowieka, jest wzrost temperatury powietrza oraz częstości zjawisk ekstremalnych. Dotychczasowe badania wskazują, że na obszarze naszego kraju zmiany te uwidoczniły się wyraźnie na przełomie lat 70. i 80. XX wieku [Kozuchowski, Żmudzka 2001; Żmudzka 2004; Michalska 2010]. Obserwowane ocieplenie objęło w szczególności pierwszą połowę roku [Kozuchowski, Degirmendźić 2005]. Kozuchowski i Degirmendźić [2005] zauważają, że przebieg zim jest łagodniejszy i są one mniej śnieżne, a wiosna jest cieplejsza niż jesień. Częściej też obserwuje się gorące lato. Również Kozuchowski i Żmudzka [2001] zwrócili szczególnie uwagę na zmiany sezonowe, tj. wcześniejsze pojawianie się kolejnych termicznych pór roku oraz wyraźne skrócenie zimy przy równoczesnym wydłużeniu się lata.

Wraz z obserwowanymi zmianami klimatu zaczęto rejestrować ich wpływ na środowisko naturalne. Stwierdzono, że obserwowane ocieplenie klimatu wpłynęło już wyraźnie na świat roślinny. Prowadzone badania i analizy porównawcze wskazują m.in. na znaczne przyspieszenie początku okresu wegetacyjnego, a w wielu regionach również na jego nieco późniejsze zakończenie [Menzel, Fabian 1999; Sparks, Menzel 2002; Chmielewski, Rötzer 2002; Stockli, Vidale 2004; Linderholm 2006]. W raporcie Europejskiej Agencji Środowiska [EEA 2004] zwrócono uwagę, że w związku z projekcjami klimatycznymi sezon wegetacyjny może w przyszłości się jeszcze wydłużyć, co poza pozytywnymi skutkami (np. zwiększanie zróżnicowania upraw) może mieć również negatywne konsekwencje, trudne w chwili obecnej do oszacowania.

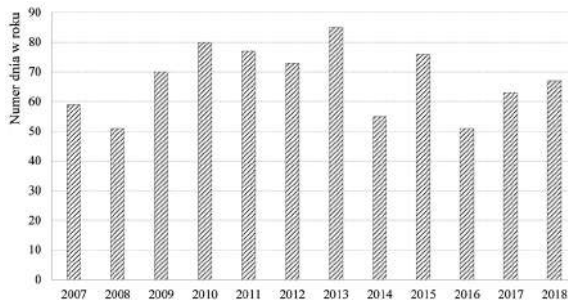
W celu analizy związków początku kolejnych fenofaz i fenologicznych pór roku z temperaturą powietrza w poprzedzającym okresie zebrano dane obserwacyjne z sieci fenologicznej IMGW-PIB z lat 2007-2018 ze wszystkich 51 punktów obserwacyjnych. Na tej podstawie obliczono średnie daty (wyrażone w numerze dnia w roku) początku każdej fenofazy w Polsce oraz wyznaczono początek fenologicznych pór roku w kolejnych latach. Uzyskane wyniki porównano z warunkami termicznymi panującymi w Polsce w okresie poprzedzającym daną fenofazę lub porę roku. W celu oceny ewentualnych zmian terminów początku poszczególnych pór roku lub długości okresu wegetacyjnego, istniejące dane z lat 2007-2018 porównano z wynikami opartymi na obserwacjach prowadzonych przez IMGW w latach 1951-1990. Wnioski z tych analiz przedstawiono w dalszej części artykułu.

4. Wyniki

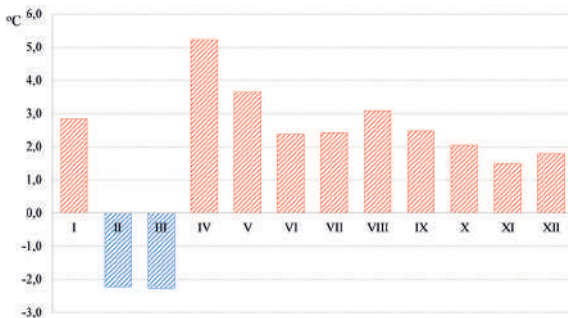
Jak już wspomniano, w średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej sezonowy cykl rozwoju roślin wykazuje najsilniejszy związek z temperaturą powietrza. Jest to widoczne szczególnie w okresie od zarania wiosny aż do wczesnego lata. Zasadniczy wpływ na termin początku poszczególnych fenofaz ma temperatura w 1-2 miesiącach poprzedzających daną fazę fenologiczną. Zależność pojavów wiosennych od temperatury w poprzedzającym okresie opisano na przykładzie 2018 roku, który cechował się istotnymi odchyleniami temperatury powietrza od średniej wieloletniej (normy) w każdym kolejnym miesiącu. Poniżej przedstawiono związki początku wybranych faz rozwojowych roślin obserwowanych w ramach sieci fenologicznej IMGW-PIB z średnią miesięczną temperaturą w Polsce w 2018 roku.

Pierwszym obserwowanym pojawem jest kwitnienie leszczyny pospolitej, które w 2018 r. przypadło średnio w Polsce na I dekadę marca, to jest o kilka lub kilkanaście dni później niż na przykład w roku 2014, 2016 i 2017 (rys. 2).

Przyczyną było znaczne zróżnicowanie termiczne dwóch miesięcy poprzedzających ten pojaw, czyli stycznia i lutego. W styczniu występowała bardzo wysoka jak na ten miesiąc temperatura powietrza, a średnio w Polsce była wyższa o $+2,9^{\circ}\text{C}$ od normy (rys. 3). Jednakże możliwe z tej przyczyny przyspieszenie początku wegetacji zostało gwałtownie zahamowane na skutek znacznego spadku temperatury w lutym. Odchylenie średniej miesięcznej temperatury od normy w tym miesiącu wyniosło przeciętnie $-2,3^{\circ}\text{C}$. W efekcie termin początku kwitnienia leszczyny był nieco opóźniony w stosunku do poprzednich lat, a równocześnie zbliżony do średniego terminu z wielolecia 2007-2018.



Rys. 2. Średnie daty zakwitania leszczyny pospolitej w Polsce w latach 2007-2018



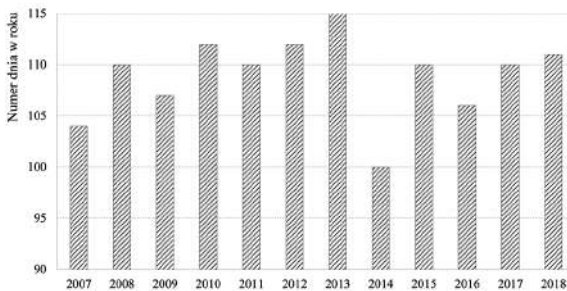
Rys. 3. Odchylenie średniej miesięcznej temperatury powietrza w Polsce w 2018 r. od średniej z wielolecia 1971-2000

Po bardzo chłodnym lutym również w marcu temperatura powietrza była znacznie niższa od normy. Średnia miesięczna temperatura powietrza w Polsce była, tak jak w lutym, niższa o $2,3^{\circ}\text{C}$ od średniej z wielolecia. Tak niskie wartości w dwóch kolejnych miesiącach wpłynęły na wyraźne opóźnienie kwitnienia mniszka lekarskiego (rys. 4) w porównaniu do kilku poprzednich lat (2014-2017), a także na opóźnienie o 3 dni w stosunku do średniej z wielolecia 2007-2018.

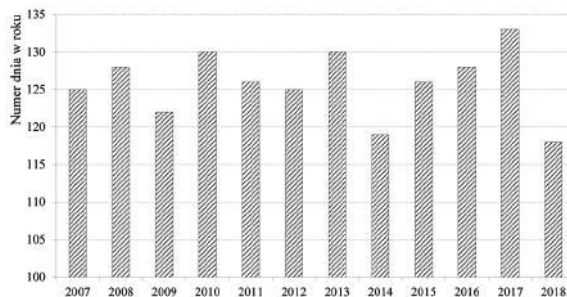
Po chłodnym lutym i marcu następane miesiące 2018 roku były znacznie cieplejsze od normy (rys. 3). Szczególnie wyróżnił się kwiecień, który okazał się najcieplejszy w historii pomiarów meteorologicznych w Polsce. Odchylenie średniej miesięcznej temperatury powietrza wyniosło aż $+5,4^{\circ}\text{C}$. Tak wysokie wartości temperatury spowodowały gwałtowny rozwój wegetacji i przyspieszenie początku kolejnych fenofaz u wielu roślin. Obserwowany na sieci fenologicznej IMGW-PIB początek kwitnienia lilaka pospolitego przypadł na III dekadę kwietnia i był o 8 dni wcześniejszy od średniej z wielolecia 2007-2018, a równocześnie był najwcześniejszym terminem kwitnienia tych krzewów w całym okresie obserwacji (rys. 5).

Zbliżone przyspieszenie odnotowano w przypadku początku kwitnienia kasztanowca zwyczajnego, które przypało średnio w Polsce na koniec kwietnia, tj. o 7 dni wcześniej niż przeciętnie. Podobnie jak w przypadku lilaka był to najwcześniejszy termin w latach 2007-2018 (rys. 6).

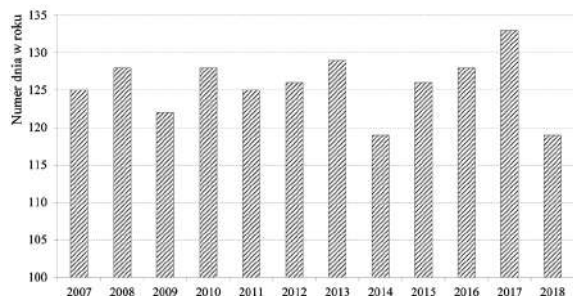
Bardzo wyraźny związek z przebiegiem temperatury powietrza wykazuje również początek fenologicznych pór roku wyznaczanych na podstawie obserwowanych fenofaz. I tak na przykład w 2018 r. na skutek bardzo chłodnego lutego i marca wystąpiło znaczne opóźnienie zarańca wiosny w porównaniu do średniej z wielolecia 2007-2017. Na większości obszaru kraju opóźnienie to wyniosło od dwóch do trzech tygodni, a na krańcach północnych i południowo-wschodnich nawet ponad miesiąc (rys. 7).



Rys. 4. Średnie daty zakwitania mniszka lekarskiego w Polsce w latach 2007-2018



Rys. 5. Średnie daty zakwitania lilaka pospolitego w Polsce w latach 2007-2018

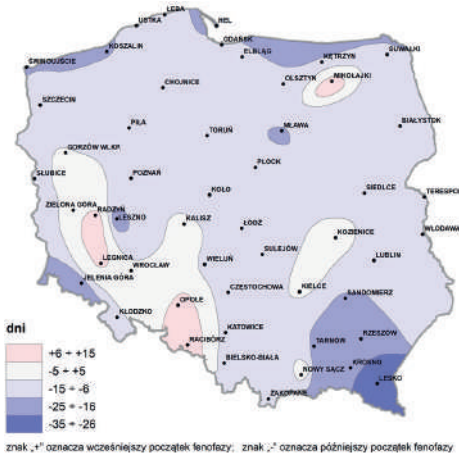


Rys. 6. Średnie daty zakwitania kasztanowca zwyczajnego w Polsce w latach 2007-2018

Ekstremalnie ciepły kwiecień oraz znacznie cieplejsze od normy następane miesiące spowodowały natomiast istotne przyspieszenie kolejnych pór roku. W przypadku początku wczesnej wiosny nie odnotowano żadnego opóźnienia w porównaniu do średniej z wielolecia. Ta pora roku przypadła na większości obszaru kraju na II dekadę kwietnia, a jedynie na krańcach północnych i w północno-wschodniej Polsce oraz w wysokich partiach Beskidów na III dekadę tego miesiąca. Początek pełni wiosny zaczął się średnio w Polsce wcześniej już o 10 dni. Wczesne lato w Polsce północno-zachodniej rozpoczęło się o 6-15 dni wcześniej niż przeciętnie, na pozostałym obszarze o 16-25 dni wcześniej, a w okolicach Opola nawet o 29 wcześniej. Początek fenologicznego lata w 2018 r. na większości obszaru kraju był natomiast przyspieszony o około 16-25 dni, jedynie na krańcach południowych i północnych oraz wzdłuż doliny Wisły od wysokości Puław do Torunia przyspieszenie to wyniosło od 6 do 15 dni (rys. 8).

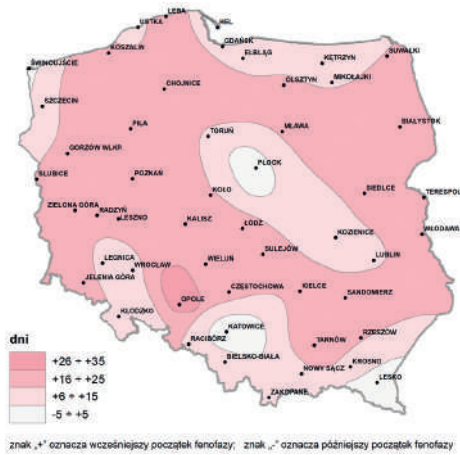
Tak wyraźne związki przebiegu średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w danym roku z początkiem poszczególnych fenofaz w tym okresie, a co za tym idzie z fenologicznymi porami roku, pozwalają wnosić, że istnieje również silny związek wieloletnich zmian temperatury ze zmianami początku poszczególnych pojavów i pór roku. Jak wspomniano wcześniej, w literaturze znajdujemy szereg doniesień na temat dodatniego trendu średniej temperatury powietrza w Polsce, obserwowanego od lat 80. XX wieku. Niestety dane fenologiczne pochodzącej z nowej sieci IMGW-PIB obejmują okres 2007-2018, tj. 12 lat, co nie pozwala na wiarygodną analizę zmian terminów początku poszczególnych faz fenologicznych czy też pór roku. Zaprezentowane w tabeli 1 zestawienie podstawowych charakterystyk wyznaczonych na podstawie wielolecia 2007-2018 pozwala natomiast na ogólną ocenę zmienności poszczególnych fenofaz.

Największą zmienność wykazują powawy wczesnowiosenne. Najwcześniejsze z nich, kwitnienie leszczyny i podbiału, które przypadają na marzec, znajdują się w przedziale zmienności 33-34 dni. W przypadku leszczyny najwcześniejsze kwitnienie zaobserwowano na przełomie II i III dekady lutego, a najpóźniejsze w ostatniej dekadzie marca. Podbiał najwcześniej zakwitł w II dekadzie lutego, a najpóźniej w II dekadzie marca. Dlatego też oba te powawy wykazują duże odchylenie przeciętne: leszczyna 9,6 dnia, a podbiał 7,5 dnia. Ponieważ kwitnienie obu tych roślin jest podstawą do wyznaczania zarania wiosny, tak duża zmienność w datach ich zakwitania wpływa również na dużą rozpiętość w czasie początku tej pory roku, a co za tym idzie – początku wegetacji w Polsce. Następane powawy, począwszy od listnienia brzozy aż do kwitnienia lipy włącznie, które są wyznacznikami kolejnych fenologicznych pór roku tj. wczesnej wiosny, pełni wiosny,



znak „+” oznacza wcześniejszy początek fenofazy; znak „-” oznacza późniejszy początek fenofazy

Rys. 7. Odchylenie (w dniach) początku zaranja wiosny w 2018 r. od średniej z wielolecia 2007-2017



znak „+” oznacza wcześniejszy początek fenofazy; znak „-” oznacza późniejszy początek fenofazy

Rys. 8. Odchylenie (w dniach) początku lata w 2018 r. od średniej z wielolecia 2007-2017

wczesnego lata i lata, wykazują wyraźnie mniejszą zmienność. Odchylenie przeciętne w przypadku tych fenofaz waha się w granicach od 3,0 do 4,4 dni. Najmniejsze odchylenie wykazuje kwitnienie wrzosu (1,3 dnia) oraz opadanie liści lipy i brzozy (1,5 i 1,8 dnia), przy czym zwraca uwagę fakt, że parameter ten przyjmuje najniższe wartości spośród wszystkich fenofaz w okresie faz jesiennych.

Uzyskane wyniki są zgodne z obserwowanymi tendencjami w innych państwach europejskich, gdzie notuje się wyraźnie większą zmienność faz wiosennych niż późnoletnich i jesiennych. Sparks i Menzel [2002] podkreślają, że jest to wynikiem większej zmienności temperatury w okresie wiosennym, której wpływ jest istotny na rozwój roślin. Pod koniec okresu wegetacyjnego rośliny znacznie słabiej reagują na zmiany średniej temperatury, a na przebieg ich wegetacji wpływ mają zarówno warunki panujące w całym okresie wegetacyjnym (np. długotrwała susza przyspieszająca żółknięcie liści), jak i warunki meteorologiczne o charakterze lokalnym takie jak przymrozki, silny wiatr itp.

Jak wykazują badania nad długością okresu wegetacyjnego w Europie, wczesnowiosenne fazy rozwojowe roślin, będące równocześnie wyznacznikiem początku okresu wegetacyjnego, mimo swojej dużej rozpiętości co do terminów, mają w ostatnich latach tendencję do wcześniejszego występowania [m.in. Chmielewski, Rötzer 2002; Sparks, Menzel 2002]. Równocześnie obserwowane w niektórych regionach niewielkie opóźnienie końca wegetacji, w połączeniu z wyraźnie wcześniejszym jej początkiem, wpływa na stopniowe wydłużanie się okresu wegetacyjnego, co jest związane z ocieplaniem się klimatu [Mager, Kopeć 2010]. Okres obserwacji fenologicznych IMGW-PIB obejmujący 12 lat tj. okres 2007-2018, jest zbyt krótki, by można było wyciągać jednoznaczne wnioski co do trendów związanych z przyspieszeniem lub opóźnieniem poszczególnych pór roku oraz ze zmianami długości okresu wegetacyjnego w Polsce. W związku z tym do porównania wykorzystano dane pochodzące z obserwacji fenologicznych IMGW w latach 1951-1990. Wyznaczone w pracy Tomaszewskiej i Rutkowskiego [1999] daty początku poszczególnych pór roku i długość okresu wegetacyjnego, rozumianego jako okres od początku zaranja

Tabela 1. Podstawowe charakterystyki statystyczne pojawów fenologicznych obserwowanych w ramach sieci fenologicznej IMGW-PIB w latach 2007-2018

Pojaw fenologiczny	Średnia data		Najwcześniejszy termin		Najpóźniejszy termin		Przedział zmienności	Odchylenie przeciętne
	nr dnia	data	nr dnia	data	nr dnia	data		
zakwitanie leszczyny pospolitej	68	9 III	51	20 II	85	26 III	34	9,6
zakwitanie podbiału pospolitego	87	28 III	72	13 III	105	15 IV	33	7,5
listnienie brzozy brodawkowatej	108	18 IV	101	11 IV	117	27 IV	16	3,3
zakwitanie mniszka pospolitego	110	20 IV	100	10 IV	121	1 V	21	3,3
zakwitanie czeremchy zwyczajnej	115	25 IV	107	17 IV	125	5 V	18	4,0
zakwitanie lilaka pospolitego	126	6 V	118	28 IV	133	13 V	15	3,3
zakwitanie kasztanowca zwyczajnego	126	6 V	119	29 IV	133	13 V	14	3,0
zakwitanie robinii akacjowej	147	27 V	131	11 V	155	4 VI	24	4,4
zakwitanie lipy drobnolistnej	173	22 VI	160	9 VI	180	29 VI	20	3,0
zakwitanie wrzośu pospolitego	234	22 VIII	231	19 VIII	236	24 VIII	5	1,3
dojrzwianie owoców leszczyny pospolitej	240	28 VIII	232	20 VIII	243	31 VIII	11	2,3
dojrzwianie owoców kasztanowca zwyczajnego	256	13 IX	249	6 IX	261	18 IX	12	2,8
żółknięcie liści kasztanowca zwyczajnego	272	29 IX	267	24 IX	275	2 X	8	2,0
żółknięcie liści lipy drobnolistnej	279	6 X	267	24 IX	283	10 X	16	2,6
żółknięcie liści brzozy brodawkowatej	281	8 X	270	27 IX	285	12 X	15	2,3
opadanie liści lipy drobnolistnej	297	24 X	291	18 X	299	26 X	8	1,5
opadanie liści brzozy brodawkowatej	302	29 X	297	24 X	305	1 XII	8	1,8

wiosny do początku jesieni, zestawiono z analogicznymi wartościami opracowanymi na podstawie obserwacji z lat 2007-2018 (tab. 2).

Porównanie początków kolejnych pór roku wyznaczonych na podstawie obserwacji fenologicznych z dwóch różnych okresów wskazuje na wyraźne wcześniejszy początek wczesno-wiosennych pór roku w ostatnich latach (2007-2018). Przyspieszenie to w przypadku zarania wiosny, wczesnej wiosny i pełni wiosny wyniosło 9-11 dni w porównaniu do wielolecia 1951-1990. Zbliżone przyspieszenie stwierdzono też w przypadku wczesnej jesieni (7 dni). Niewielkie opóźnienie (3 dni) zaobserwowano natomiast w przypadku początku jesieni. W wyniku wcześniejszego początku zarania wiosny i opóźnionego początku jesieni wydłużył się okres wegetacyjny, liczony jako różnica w liczbie dni między początkiem pierwszej i ostatniej pory roku. Ze względu na odmienny sposób wyznaczania początku wczesnego lata oraz lata w porównywanych wieloleciach, nie da się jednoznacznie określić ewentualnych różnic w terminie tych dwóch pór roku. Przy wyznaczaniu sezonów letnich za okres 1951-1990 brano bowiem pod uwagę również stopień rozwoju żyta ozimego co miało wpływ na istotne opóźnienie początku wczesnego lata i lata, a w efekcie na zniekształcenie uzyskanych wyników. Obecnie IMGW-PIB nie prowadzi

Tabela 2. Początek fenologicznych pór roku i długość okresu wegetacyjnego w Polsce w latach 1951-1990 i 2007-2018

Fenologiczna pora roku	Średnia data na obszarze Polski				Różnica w dniach
	1951-1990		2007-2018		
	data	nr dnia	data	nr dnia	
Zaranie wiosny	27 III	86	18 III	77	+9
Wczesna wiosna	2 V	122	21 IV	111	+11
Pełnia wiosny	15 V	135	6 V	126	+9
Wczesne lato	9 VI	160*	27 V	147	+13***
Lato	13 VII	194**	22 VI	173	+21***
Wczesna jesień	9 IX	252	2 IX	245	+7
Jesień	9 X	282	12 X	285	-3
Długość okresu od zarania wiosny do jesieni		196		208	12

gdzie: znak „+” oznacza wcześniejszy początek fenologicznej pory roku w latach 2007-2018; znak „-” oznacza późniejszy początek fenologicznej pory roku w latach 2007-2018

* w wyznaczaniu terminu uwzględniano kwitnienie żyta ozimego

** w wyznaczaniu terminu uwzględniano zbiór żyta ozimego

*** wynik zniekształcony przez obserwacje kwitnienia i zbioru żyta ozimego

już obserwacji roślin uprawnych i ten element nie mógł być wzięty pod uwagę w analizach z lat 2007-2018.

Uzyskane wyniki dotyczące wyraźnego przyspieszenia wczesnych pór roku, niewielkiego opóźnienia jesieni i wydłużania się okresu wegetacyjnego jest zgodny z wynikami badań prowadzonych w innych państwach europejskich. W latach 1951-1990, które przyjęto jako okres porównawczy, średnia roczna temperatura w Polsce była wyraźnie niższa niż w okresie obserwacji fenologicznych 2007-2018. Zatem uzyskane wyniki analiz fenologicznych, wskazujące na przyspieszenie niektórych pór roku oraz wydłużenie się okresu wegetacyjnego, znajdują swoje uzasadnienie zarówno w widocznych trendach temperatur powietrza jak i potwierdzenie w literaturze [Cleland i in. 2007; Tomczyk, Szyga-Pluta 2016].

5. Podsumowanie

Wyniki obserwacji fenologicznych są dobrym instrumentem pozwalającym na śledzenie zachodzących współcześnie zmian klimatu, zarówno co do ich tempa jak i obszarów, na których skutki tych zmian zaznaczają się najwyraźniej. Analiza danych fenologicznych pochodzących z sieci obserwacyjnej IMGW-PIB utworzonej w 2007 r. wskazuje na dużą zmienność pojavów wczesnowiosennych i znacznie mniejszą pojavów jesiennych. Największą zmienność zaobserwowano w przypadku początku zakwitania leszczyny pospolitej i podbiału pospolitego, a najmniejszą w przypadku wrzosu pospolitego, a także żółknięcia liści kasztanowca zwyczajnego oraz opadania liści lipy drobnolistnej i brzozy brodawkowatej. Duża zmienność wczesnych faz rozwojowych jest wynikiem znacznie większej zmienności temperatury powietrza w okresie wiosennym, podczas gdy jesienią średnia miesięczna temperatura wywiera mniejszy wpływ na wystąpienie danej

fenofazy. Na terminy początku pojawów jesiennych większy wpływ mogą mieć natomiast lokalne warunki meteorologiczne, np. silny wiatr, opady atmosferyczne o dużym natężeniu, wczesnojesienne przymrozki itp. [Sparks, Menzel 2002]. Również takie zjawiska jak, susza czy fale upałów występujące w okresie letnim, mogą istotnie wpłynąć na przesunięcie terminów początku fenofaz jesiennych [Gornall i in. 2010].

Krótki ciąg danych fenologicznych IMGW-PIB z lat 2007-2018 ogranicza możliwości zastosowania metod statystycznych do analizy trendów i tym samym wyciągnięcia wniosków co do istotności obserwowanych zmian w terminach występowania poszczególnych fenofaz i początku fenologicznych pór roku. Niemniej wyniki uzyskane na podstawie zgromadzonych dotychczas informacji są zgodne z wieloma badaniami innych autorów nad rozwojem roślin i wskazują na wyraźne przyspieszenie daty początku wczesnowiosennych i wiosennych pór roku oraz niewielkie opóźnienie początku jesieni. W przypadku zarania wiosny, wczesnej wiosny i pełni wiosny przyspieszenie wyniosło 9-11 dni w porównaniu do wielolecia 1951-1990, a opóźnienie początku jesieni wyniosło 3 dni. W rezultacie obserwujemy również wydłużenie się okresu wegetacyjnego o 12 dni.

Zaprezentowane wyniki zarówno w zakresie zmienności poszczególnych fenofaz, jak i przyspieszania wczesnych pór roku, a także wydłużania się okresu wegetacyjnego są zgodne z doniesieniami opisywanymi w literaturze. Dla poprawnego określania związków zjawisk fenologicznych z warunkami meteorologicznymi niezbędne jest jednak kontynuowanie obserwacji fenologicznych wybranych roślin w stałych, przyjętych miejscach w celu uzyskania dłuższych ciągów obserwacyjnych.

Literatura

- Chmielewski F.-M., Rötzer T., 2002, Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes, *Climate Research*, 19, 257-264, DOI: 10.3354/cr019257
- Cleland E.E., Chuine I., Menzel A., Mooney H.A., Schwartz M.D., 2007, Shifting plant phenology in response to global change, *Trends in Ecology and Evolution*, 22 (7), DOI: 10.1016/j.tree.2007.04.003
- EEA, 2004, Impacts of Europe's changing climate: an indicator-based assessment, 2004, EEA Report 2, dostępne online: http://www.eea.europa.eu/publications/climate_report_2_2004/impacts_of_europes_changing_climate.pdf (22.11.2019)
- Gornall J., Betts R., Burke E., Clark R., Camp J., Willett K., Wiltshire A., 2010, Implications of climate change for agricultural productivity in the early twenty-first century, *Philosophical Transactions of the Royal Society. Biological Sciences*, 365 (1554), DOI: 10.1098/rstb.2010.0158
- Harmata W., 1995, Fenologia ogólna, Uniwersytet Jagielloński, Skrypty uczelniane, 729, 61 s.
- Kożuchowski K., Degirmendzić J., 2005, Contemporary changes of climate in Poland: trends and variation in thermal and solar conditions related to plant vegetation, *Polish Journal of Ecology*, 53 (3), 283-297
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury, *Przegląd Geofizyczny*, XLVI (1-2), 81-90

- Linderholm H.W., 2006, Growing season changes in the last century, *Agricultural and Forest Meteorology*, 137 (1-2), DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.03.006
- Mager P., Kopeć M., 2010, Okres wegetacyjny w Polsce i w Europie w dobie obserwowanego ocieplenia, [w:] *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 49-63
- Menzel A., Fabian P., 1999, Growing season extended in Europe, *Nature*, 397 (659), DOI: 10.1038/17709
- Michalska B., 2010, The tendencies of air temperature changes in Poland, [w:] *Sbornik prispevku z mezinárodní konference Bioklima 2010*, Praha 07-09.10
- Sparks T.H., Menzel A., 2002, Observed changes in seasons: an overview, *International Journal of Climatology*, 22 (14), DOI: 10.1002/joc.821
- Stockli R., Vidale P.L., 2004, European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset, *International Journal of Remote Sensing*, 25 (17), 3303-3330, DOI: 10.1080/01431160310001618149
- Tomaszewska T., Rutkowski Z., 1999, Fenologiczne pory roku i ich zmienność w wieloleciu 1951-1990, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Meteorologia*, 28, 39 s.
- Tomczyk A.M., Szyga-Pluta K., 2016, Okres wegetacyjny w Polsce w latach 1971-2010, *Przegląd Geograficzny*, 88 (1), 75-86, DOI: 10.7163/PrzG.2016.1.4
- WMO, 2009, *Guidelines for Plant Phenological Observations*, WMO-TD No. 1484, Genewa, dostępne online: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=9414 (22.11.2019)
- Żmudzka E., 2004, Tło klimatyczne produkcji rolniczej w Polsce w drugiej połowie XX wieku, *Acta Agrophysica*, 3 (2), 399-408

Streszczenie

Obserwacje świata roślinnego i zwierzęcego wskazują na ścisły związek poszczególnych faz rozwoju roślin (fenofaz) i zachowania zwierząt z warunkami meteorologicznymi. Związek ten, szczególnie widoczny w przypadku fenofaz obserwowanych u roślin a temperaturą powietrza, jest jednym z przedmiotów zainteresowania fenologii. IMGW-PIB wznowił obserwacje fenologiczne po 15-letniej przerwie, w roku 2007. Na 51 stacjach synoptycznych prowadzone są obserwacje 17 faz rozwojowych u 10 roślin dziko rosnących, głównie drzew i krzewów. Na podstawie zebranych danych przedstawiono wnioski dotyczące związków poszczególnych fenofaz z poprzedzającymi je warunkami meteorologicznymi. Obserwacje prowadzone przez IMGW-PIB pozwalają również na wyznaczenie fenologicznych pór roku. Obecny, 12-letni ciąg danych, jest zbyt krótki by można było wyznaczyć trendy wskazujące na ewentualne przyspieszenie lub opóźnienie poszczególnych fenofaz czy też pór roku, niemniej umożliwia wstępne wnioskowanie co do zachodzących zmian. W tym celu obliczono średnie daty początku fenologicznych pór roku w latach 2007-2018, a następnie porównano uzyskane wyniki z analogicznymi wynikami z wielolecia 1951-1990. Porównanie to wskazuje na znacznie wcześniejszy początek faz wiosennych, letnich i wczesnojesiennych oraz na wydłużenie się okresu wegetacyjnego w okresie 2007-2018. Otrzymane wyniki są również zgodne z porównywalnymi badaniami prowadzonymi w innych państwach europejskich.

Słowa kluczowe

Fenologia, fenofaza, fenologiczna pora roku, okres wegetacyjny, ocieplenie klimatu.

Summary

Observations of the plant and animal world indicate a close link between the different phases of plant development (phenophase) and animal behaviour in relation to the meteorological conditions. Such a dependence, particularly evident between plant-observed phenophases and the air temperature, is one of the subjects of interest in phenology. IMGW-PIB renewed the phenological observations, after a 15-year break, in the year 2007. At the 51 synoptic stations are conducted observations of 17 developmental phases at 10 wild plants, mainly trees and shrubs. On the basis of the data gathered, conclusions were presented on the relations of each phenophase with the preceding meteorological conditions. Observations performed by the IMGW-PIB also allow for determination of the phenological seasons. The current 12-year data record is too short for determination of trends, to be indicative of the possible acceleration or deceleration of individual phenophases or seasons but makes it possible to preliminary deduce the changes. The average dates of the phenological beginning of the seasons were calculated for the years 2007-2018 and then compared with the corresponding results obtained from the multiannual period 1951-1990. This comparison shown significantly earlier onset of spring, summer and early autumn phases and the extension of the vegetation season length in the years 2007-2018. The results obtained are also compatible with comparable studies conducted in other European countries.

Keywords

Phenology, phenophase, phenological season, vegetation season, climate warming.

PRZYCZYNY I SKUTKI STRAT W LASACH PÓŁNOCNEJ POLSKI W DNIACH 11-12 SIERPNI 2017 ROKU

CAUSES AND EFFECTS OF LOSSES IN THE FORESTS
OF NORTHERN POLAND ON AUGUST 11-12, 2017

Longina Chojnacka-Ożga, Wojciech Ożga

1. Wprowadzenie

Wśród nadzwyczajnych zjawisk naturalnych, które mogą być przyczyną klęski żywiołowej w naszych szerokościach geograficznych duży udział mają zjawiska pogodowe. Ich oddziaływanie na środowisko leśne może być bezpośrednio związane z danym czynnikiem meteorologicznym lub pośrednio przez np. osłabienie kondycji drzew lub zakłócenie stabilności drzewostanu. Wśród zjawisk szczególnie zagrażających lasom występuje wiatr o dużych prędkościach, charakteryzujący się porywistością. Porywy wiatru osłabiają drzewa, ponieważ powodują duże naprężenia w strukturze drewna oraz wpływają destrukcyjnie na system korzeniowy. Poznanie mechanizmów prowadzących do występowania niekorzystnych zjawisk pogodowych, ocena ich oddziaływania na las i zarządzanie ryzykiem w aspekcie skutków tych zjawisk jest podstawą budowaniu strategii funkcjonowania gospodarki, w tym leśnictwa [Gengfeng i in. 2014].

Biorąc pod uwagę genezę wiatru o dużej prędkości można wyróżnić:

- sytuację cyklonalną (niże) związaną z ogólną cyrkulacją atmosfery w naszych szerokościach geograficznych i tworzeniem się charakterystycznych typów pola ciśnienia sprzyjających powstawaniu dużych przyrostów prędkości wiatru;
- utworzenie się w rejonach górskich zaburzeń w ogólnej cyrkulacji atmosfery, spowodowanych orografią i stwarzających dogodną sytuację do powstania fenu;
- utworzenie się sprzyjających warunków meteorologicznych do rozwoju intensywnej konwekcji i powstania małoskalowych wirów powietrznych – burz termicznych, trąb powietrznych i szkwałów o zasięgu lokalnym [Lorenc 2012a].

Wraz ze wzrostem prędkości wiatru zmienia się charakter przepływu powietrza: od laminarnego przy bardzo małych prędkościach po turbulentny przy większych prędkościach [Parczewski 1960]. Według Lorenc [2012b] czynnikiem decydującym o porywistości wiatru jest nie tylko spadek ciśnienia w centrum przemieszczającego się niżu (lub rodziny niżów) nawet poniżej 970 hPa i przechodzenie frontu chłodnego lub zokludowanego, ale utworzenie się poziomego gradientu ciśnienia $\geq 1,5$ hPa/100 km. Gdy porywy wiatru przekraczają 17 m/s, wielkość gradientu ciśnienia wynosi powyżej 2,5 hPa/100 km. Huraganowy wiatr (o prędkości powyżej

33 m/s) występuje na ogół w określonych typach cyrkulacji cyklonalnych: północno-zachodniej (NWc) (głęboki niż z centrum nad Skandynawią), południowo zachodniej (SWc) (Niż Islandzki przesunięty na południe), zachodniej (Wc) (rozwinęty Niż Islandzki) i północnej (Nc) (niż z centrum nad krajami bałtyckim). Znaczna część najbardziej niszczycielskich huraganów (np. Cyryl w styczniu 2007 r., Carmen w listopadzie 2010 r.), które przeszły nad Polską, występowała w tych typach cyrkulacji (tab. 1).

Występowanie dużych prędkości wiatru w chłodnej porze roku jest naturalną cechą klimatu Polski [Lorenc 2012a], związaną z ogólną cyrkulacją atmosfery. Huragan latem klasyfikowany jako kłęska żywiołowa charakteryzuje się na ogół bardziej złożoną genezą. Przyczyną zniszczeń w tej porze roku mogą być trąby powietrzne, np. sytuacja w Puszczy Piskiej 4 lipca 2002 r. lub w okolicach Częstochowy 20 lipca 2007 roku (tab. 2).

W chłodnej porze roku najważniejszym czynnikiem wpływającym na powstawanie silnego wiatru jest dynamiczne pole wiatru, natomiast w cieplej porze roku duża niestabilność termodynamiczna i wodność atmosfery oraz głęboki uskok wiatru [Taszarek, Kolendowicz 2013]. Średnio rocznie w Polsce występuje 8-14 trąb powietrznych, najczęściej od maja do sierpnia, w godzinach 15-18 UTC [Taszarek, Brooks 2015]. Niszczycielskie prędkości wiatru zdarzały się w naszych warunków klimatycznych również w czasach historycznych, a o ich występowaniu świadczą nie tylko wyniki pomiarów meteorologicznych, ale także zapiski kronikarskie i archiwalne materiały prasowe [Taszarek, Gromadzki 2017].

Celem opracowania jest scharakteryzowanie przebiegu zjawisk pogodowych oraz strat w drzewostanach Borów Tucholskich, będących skutkiem wichury w dniu 11 sierpnia 2017 roku. Charakterystykę strat w drzewostanach wykonano na podstawie danych z Nadleśnictw: Ryteł, Woziwoda, Tuchola i Zamrzenica, udostępnionych przez Regionalną Dyрекcję Lasów Państwowych w Toruniu. Charakterystyki warunków pogodowych dokonano, wykorzystując dane ze stacji meteorologicznych IMGW oraz Dyrekcji Generalnej PGL Lasy Państwowe.

2. Silny wiatr a środowisko leśne

Oddziaływanie wiatru o dużych prędkościach, charakteryzujących się porywistością, na ekosystemy leśne można rozpatrywać w aspekcie uszkodzeń pierwotnych (mechaniczne uszkodzenia drzew) i wtórnych (późniejsze uszkodzenia osłabionych drzew przez czynniki biotyczne i abiotyczne) oraz jako utratę wartości produkcyjnej drzewostanu [Gardiner i in. 2010]. Mechanizm oddziaływania wiatru na drzewostan zależy od cech tego drzewostanu oraz genezy i przebiegu niekorzystnych zjawisk pogodowych [Zajączkowski 1991; Marshall 1998; Lorenc 2012a]. Oprócz czynników meteorologicznych i drzewostanowych na powstanie strat w lasach pod wpływem wiatru mogą wpływać także lokalne czynniki środowiskowe (rys. 1).

Badania dotyczące strat wywołanych w lasach przez silny wiatr powinny więc być prowadzone w sposób kompleksowy: należy poznać mechanizmy prowadzące do powstania i przebiegu procesów atmosferycznych w danych warunkach fizycznogeograficznych oraz mechanizmy związane z odpornością drzew i drzewostanów na wiatr. Biorąc pod uwagę czynniki meteorologiczne,

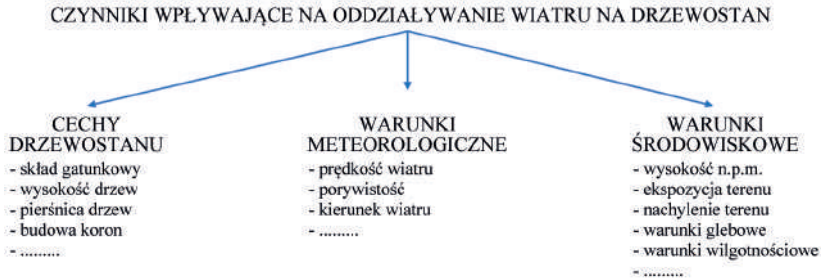
Tabela 1. Wybrane huragany w Polsce po roku 2005¹

Data	Nazwa huraganu	Typ cyrkulacji wg Lityńskiego	Zasięg oddziaływania
1-2.11.2006	Britta	Nc	północno-zachodnia Polska
17-19.01.2007	Cyryl	NWc/Wc	cały kraj, największe straty w południowej i środkowej Polsce
1-2.03.2008	Emma	Wc/NWc	cały kraj, szczególnie część południowo-zachodnia
9-10.03.2009		Wc/NWc	południowa Polska
22-23.03.2009		NWc	głównie północna i środkowa Polska
23.07.2009		SWc	od Dolnego Śląska po Mazowsze
14-16.10.2009		NWc/Wc	północna Polska
28.02-1.03.2010	Xynthia	Wc	Sudety, Podhale
11-12.11.2010	Carmen	SWc/Wc	cały kraj, szczególnie część południowa
11-12.09.2011		SWc	północno-zachodnia Polska
16-17.12.2011	Joachim	SWc	Polska Południowa
8-9.07.2012		NWc	okolice Torunia
5-7.12.2013	Ksawery (Xaver)	NWc	głównie NW Polska
19.07.2015		SWc	od woj. wielkopolskiego przez kujawsko-pomorskie po warmińsko-mazurskie i podlaskie
17.06.2016		SWc	głównie północno-wschodnia Polska
29.06.2017		NWc	głównie południowo-wschodnia Polska
11-12.08.2017		Wc	od Dolnego Śląska przez Wielkopolskę i Kujawy po Pomorze Gdańskie
5-6.10.2017	Ksawery (Xavier)	NWc/Nc	południowo-zachodnia i zachodnia Polska

Tabela 2. Wybrane trąby powietrzne w Polsce po roku 2000²

Data	Miejsce wystąpienia	Data	Miejsce wystąpienia
29.05.2001	okolice Nowego Targu	08.06.2009	okolice Piątnicy
04.07.2002	Puszcza Piska	26.06.2009	okolice Mielca
09.06.2003	Podhale	03.09.2009	okolice Chojnic
20.08.2004	okolice Kielc	07.05.2010	okolice Sępolicy
31.05.2005	okolice Wrocławia	18.05.2010	okolice Suwałk
21.06.2006	okolice Gniezna	24.05.2010	okolice Orchowa
20.08.2006	okolice Kraśnika	10.06.2010	okolice Gryfina
20.07.2007	okolice Częstochowy	27.08.2010	od wschodniej części łódzkiego po mazowieckie i lubelskie
22.07.2007	Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie	2-3.09.2010	Kołobrzeg i Wierzchowo
21.08.2007	Mikołajki	22.05.2011	okolice Słupcy i Koła
16.04.2008	okolice Grudziądza	30.06.2011	Bydgoszcz
18.05.2008	okolice Trzebnici	14.07.2011	okolice Opoczna i Żarnowa
15.08.2008	woj. śląskie i południowa część łódzkiego; okolice Węgrowa i Sokołowa Podlaskiego	14.07.2012	okolice Starogardu Gd., Kwidzyna, Tucholi
		07.07.2017	woj. lubuskie, dolnośląskie, opolskie i śląskie

¹ Na podstawie <http://www.ogimet.com/resynops.phtml.en>; <http://www.wetter-extrem.de/orkane.htm>² Na podstawie Lorenc [2012] oraz <https://www.eswd.eu/>



Rys. 1. Czynniki decydujące o powstaniu strat w drzewostanie z powodu silnego wiatru

Wielkość uszkodzeń katastrofalna ↓ znaczna	Indeks 2 silne	Indeks 3 katastrofalne	Indeks 3 katastrofalne
	Indeks 1 umiarkowane	Indeks 2 silne	Indeks 2 silne
	Jednostkowe	Indeks 1 umiarkowane	Indeks 1 umiarkowane
	←	Zasięg przestrzenny	→
	lokalny		regionalny

Rys. 2. Klasyfikacja skutków (strat) oddziaływania silnego wiatru na drzewostany

można wskazać sytuacje stwarzające zagrożenia i wyznaczyć odpowiednie stopnie zagrożenia (tab. 3), które mogą być przydatne na etapie prognozowania i zarządzania ryzykiem.

Ostrzeżenia o silnym wietrze podawane przez IMGW-PIB obejmują 3 stopnie: ostrzeżenie 1. stopnia wskazuje na wiatr o średniej prędkości 15-20 m/s (porywy do 25 m/s), 2. stopnia – prędkość średnia 20-25 m/s (porywy do 32 m/s) i 3. stopnia – prędkość średnia powyżej 25 m/s (porywy powyżej 32 m/s)¹. Z uwagi na skutki jakie mogą być wynikiem oddziaływania wiatru na las, biorąc pod uwagę klasyfikację Lorenc (2012a) opracowaną z uwzględnieniem skali Beauforta, Safira-Simpsona i Fujity, w praktyce leśnej każdy stopień ostrzeżeń IMGW-PIB może wiązać się z ryzykiem strat lub zagrożeniem zdrowia lub życia osób przebywających w lesie. W dotychczasowych badaniach wykazano, że uszkodzenia drzew rosną liniowo wraz ze wzrostem prędkości wiatru. Na ogół przy prędkości wiatru poniżej 17 m/s uszkodzenia są niewielkie, łamanie i wrywanie drzew występuje po przekroczeniu 33 m/s, ale w warunkach skraju lasu niektóre słabsze drzewa mogą ulegać uszkodzeniu już przy prędkości 12-14 m/s [Xi, Peet 2011]. Wynika to z dużej przestrzennej zmienności pola wiatru (nawet w terenie płaskim) i faktu, że ostrzeżenia meteorologiczne i klasyfikacje prędkości wiatru oparte są na pomiarach wykonywanych w warunkach standardowej stacji meteorologicznej.

¹ <http://pogodynka.pl/ostrezenia/klasyfikacja>

Tabela 3. Klasyfikacja maksymalnych prędkości wiatru dla gospodarstwa leśnego w Polsce [Lorenc 2012, zmienione]

Stopień zagrożenia lasu	Prędkość (m/s) na wysokości 10 m n.p.g.	Charakterystyka wiatru	Skutki działania wiatru
1	≥11	Porywisty	Porusza duże gałęzie i mniejsze drzewa, utrudnia prowadzenie prac terenowych
	≥17	Gwałtowny	Łamię gałęzie drzew
2	≥21	Wichura	Łamię grube gałęzie i konary
	≥25	Silna wichura	Łamię i wyrwa drzewa o płytkim systemie korzeniowym
3	≥29	Bardzo silna wichura	Wyrwa drzewa z korzeniami, powoduje straty na większych powierzchniach
	≥33	Huragan	Wyrwa lub łamię duże drzewa, niszczy rozległe obszary lasu

Model ryzyka uszkodzenia drzewostanu przez wiatr, uwzględniający cechy drzewostanu i dotychczasowe straty, został opracowany przez Bruchwalda i Dmyterko [2010]. Uwzględnia on zmienne (średnią wysokość gatunku głównego, wiek gatunku głównego, skład gatunkowy, średnią smukłość oraz czynnik zadrzewienia) i stałe cechy drzewostanu (typ siedliskowy, orografia, położenie względem skraju lasu, sposób wykształcenia ściany lasu).

Prowadząc klasyfikację skutków oddziaływania wiatru na drzewostany, uwzględniane są dwie charakterystyki: miąższość wywrotów i złomów (wielkość uszkodzeń) oraz wielkość uszkodzonej powierzchni leśnej (zasięg przestrzenny, rys. 2). Biorąc pod uwagę te cechy można wprowadzić indeksowanie uszkodzeń drzewostanu przez silne wiatry: 1 – uszkodzenia umiarkowane, 2 – silne i 3 – ekstremalne [Stucki i in. 2014].

W Szwajcarii jako granicę między indeksem uszkodzeń 1 i 2 (straty występujące średnio co 3 lata) przyjęto uszkodzenia obejmujące 41000 m³, natomiast między 2 i 3 (straty występujące średnio co 30 lat) – 633000 m³ drewna [Stucki i in. 2014].

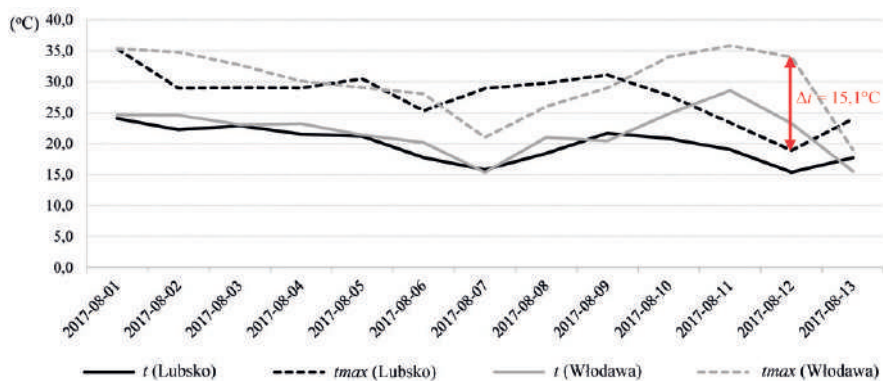
3. Huraganowe prędkości wiatru 11/12 sierpnia 2017 r. w Polsce

W końcu pierwszej dekady sierpnia 2017 roku Polska znalazła się między wyżem na wschodzie i niżem na zachodzie, po wschodniej stronie zafalowanego frontu. Napływało upalne powietrze z południa, kontrastujące z chłodniejszym o ponad 15°C powietrzem na zachodzie (rys. 3).

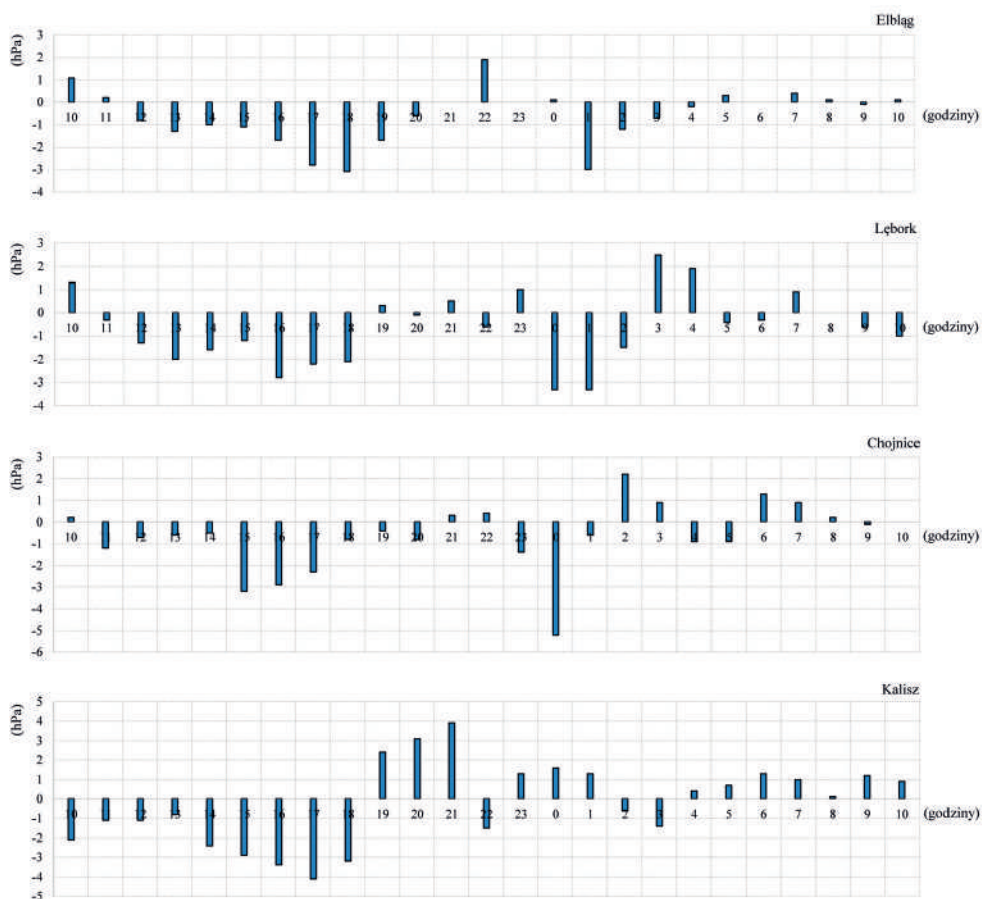
W dniach 10-12 sierpnia niż nad Atlantykiem przemieszczał się na NE i pogłębiał się. 11 sierpnia Polska znalazła się w zatoce niskiego ciśnienia, w której, przy dużej energii chwiejności, utworzył się ośrodek niżowy i zafalowany front. Tendencja baryczna w tym dniu wynosiła 4-5 hPa (rys. 4).

W godzinach popołudniowych i wieczornych początkowo nad Dolnym Śląskiem, a następnie nad Wielkopolską powstały komórki i superkomórki burzowe. Między godziną 21:00 i 22:00 EET powstała struktura bow echo, a następnie wykształcił się mezoskalowy układ konwekcyjny (rys. 5). Podczas przechodzenia całego układu występowały bardzo silne porywy wiatru (rys. 6).

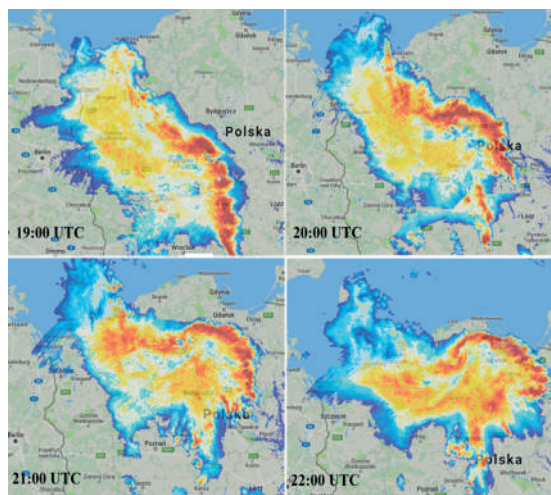
Sytuacja meteorologiczna, jaka była przyczyną strat w drzewostanach środkowo-zachodniej Polski, została szerzej scharakteryzowana przez Taszarka i in. [2019].



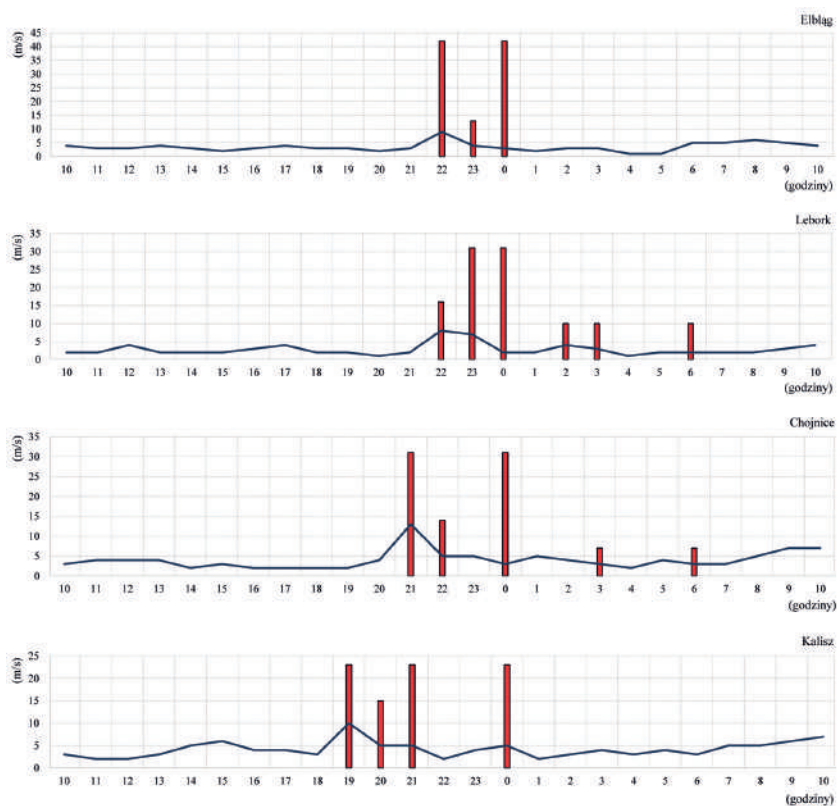
Rys. 3. Średnie (śr) i maksymalne (max) dobowe wartości temperatury powietrza w pierwszej połowie sierpnia 2017 r. w Polsce Zachodniej (Lubusko) i Wschodniej (Włodawa) [na podstawie danych pomiarowo-obszernych IMGW-PIB]



Rys. 4. Tendencja baryczna na wybranych stacjach meteorologicznych w dniu 11/12 sierpnia 2017 r. [na podstawie <http://www.ogimet.com>]



Rys. 5. Tworzenie się mezocyklonu, bow echa i mezoskalowego układu konwekcyjnego na obrazie radarowym [źródło: <https://radar-opadow.pl/?radartype=cappi&date=11-08-2017#>]



Rys. 6. Średnie (linia) prędkości i porywy (słupki) wiatru na wybranych stacjach meteorologicznych w dniu 11/12 sierpnia 2017 r. [na podstawie <http://www.ogimet.com>]

4. Skutki huraganu w lasach północnej Polski

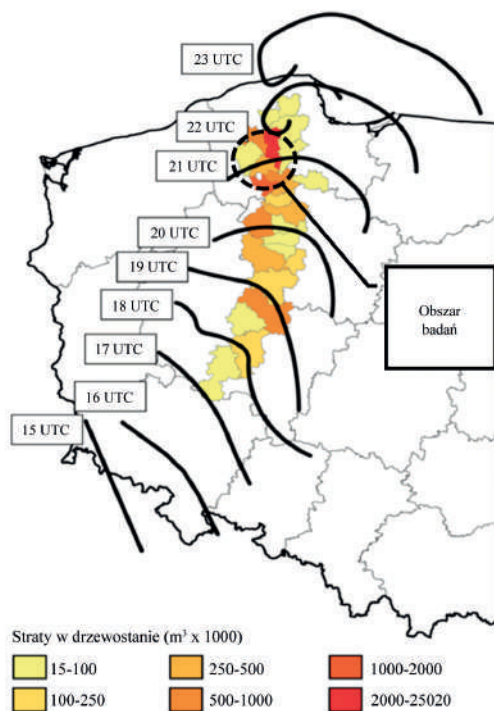
Wiatr w zależności od prędkości powoduje mechaniczne uszkodzenia drzew i drzewostanów. Szkody te polegają głównie na łamaniu gałęzi, wierzchołków i pni (wiatrołomy) lub wywracaniu całych drzew (wiatrowały). Drzewa, które przetrwały działanie żywiołu, często mają wewnętrzne spękania drewna w obrębie strzały oraz naderwane korzenie. Mogą występować zranienia oraz rozległe uszkodzenia aparatu asymilacyjnego. Jest to przyczyną osłabienia oraz zwiększonej podatności na ataki grzybów i owadów.

Oceny uszkodzeń drzewostanów przez huragan z 11 sierpnia 2017 r. dokonano na podstawie danych z nadleśnictw położonych w Borach Tucholskich, gdzie straty w lasach były największe (rys. 7).

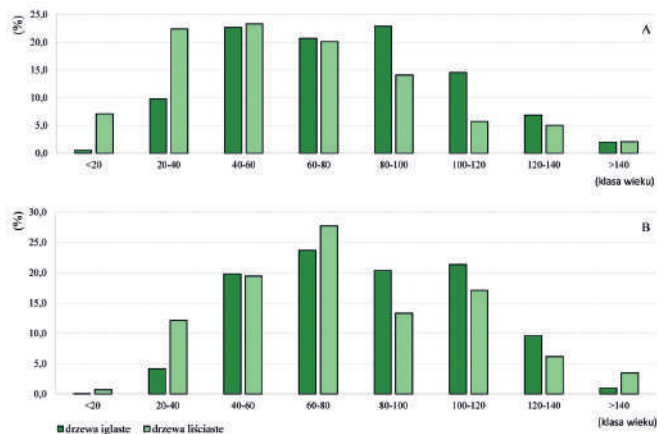
Duże uszkodzenia drzewostanów na tym terenie to nie tylko straty dotyczące powierzchni leśnej (np. do 32% powierzchni Nadleśnictwa Ryteł), ale także straty masy drewna: w jednym tylko Nadleśnictwie Ryteł przekroczyły one 1,5 mln m³, co według Stuckiego i in. [2014] klasyfikuje skutki huraganu jako katastrofalne (najwyższy, 3 stopień uszkodzeń).

Uszkodzenia powstałe w Borach Tucholskich w wyniku huraganu w dniu 11 sierpnia 2017 r. obejmowały przede wszystkim drzewostany w wieku 41-60 lat, a następnie 61-100 lat (rys. 8).

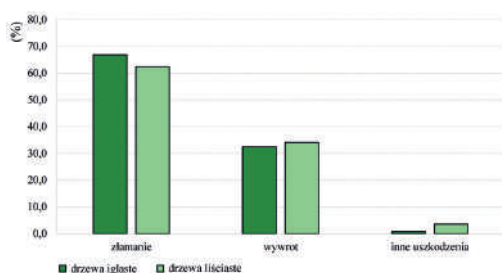
Wiatrołomy stanowią 66% uszkodzeń, 33% wiatrowały, a ok. 1% wysmaganie drzew (rys. 9). Przewaga wiatrołomów była związana z dużym udziałem sosny w drzewostanach Borów Tucholskich, która jest podatna na złamania ze względu na rozwinięty palowy system korzeniowy,



Rys. 7. Przemieszczanie się linii konwekcji (ciemna linia) i straty w lasach [Taszarek i in. 2019]



Rys. 8. Udział procentowy powierzchni (A) i masy (B) drzew uszkodzonych w wyniku huraganu w dniu 11 sierpnia 2017 r. wg klas wieku w lasach północnej Polski



Rys. 9. Udział procentowy rodzajów uszkodzeń drzew w wyniku huraganu w dniu 11 sierpnia 2017 r. w lasach północnej Polski



Rys. 10. Układ pni drzew po huraganie w dniu 11 sierpnia 2017 r. w Nadleśnictwie Zamrzenia

długą prostą strzałę i wysoko osadzoną rozłożystą koronę. Większość wiatrowałów stanowił świerk przez specyficznie rozwiniętą płytki i rozległy system korzeniowy (system talerzowy). Z gatunków liściastych największe straty dotyczyły brzozy, dębu i olszy. Wiatrołomy występowały najczęściej w drzewostanach w wieku 40-80 lat, natomiast wiatrowały w nieco starszych klasach wieku. Zniszczenia drzewostanów obejmujące bardzo duże powierzchnie wymagały całkowitego odnowienia.

Kierunek ułożenia złamanych i wyrwanych drzew wskazuje na huraganowy typ powstania zniszczeń w drzewostanach (rys. 10).

5. Podsumowanie

Lasy, oprócz funkcji produkcyjnej, pełnią ważną rolę w ochronie różnorodności biologicznej, zasobów wody, łagodzeniu skutków zmian klimatu oraz sekwestracji węgla. Wskazane jest więc stworzenie w celach operacyjnych klasyfikacji zjawisk niebezpiecznych dla gospodarki leśnej, w tym również skrajnych prędkości wiatru, z uwzględnieniem prawdopodobieństwa ich wystąpienia i możliwych skutków. Na podstawie określonego ryzyka zagrożenia drzewostanu przez silny wiatr można podjąć odpowiednie działania w ramach planowania hodowlanego i urzędzeniowego, zmierzające do jego obniżenia [Bruchwald, Dmyterko 2010].

Obszar objęty stratami w lasach w dniach 11-12 sierpnia 2017 r., szczególnie jego południowa część, położony jest peryferyjnie w stosunku do stwierdzonych wcześniej rejonów szczególnie narażonych na silne wiatry [Zajączkowski 1991; Dmyterko i in. 2015]. Rozmiar strat i przebieg procesów atmosferycznych wskazują, że zagrożenia mogą dotyczyć również nadleśnictw znajdujących się w strefie niskiego ryzyka zniszczeń lasu przez silny wiatr. Według Panferova i in. [2009] w kolejnych latach przez łączne oddziaływanie wzrostu temperatury powietrza, zmniejszenie się dostępności wody w glebie i częstsze zjawiska ekstremalne, w tym duże prędkości wiatru, zwiększy się ryzyko uszkodzeń drzewostanów. Dlatego ważnym elementem w budowaniu systemu zarządzania ryzykiem i odpowiedniego ostrzegania jest uwzględnianie aktualnych prognoz meteorologicznych.

Literatura

- Bruchwald A., Dmyterko E., 2010, Metoda określenia ryzyka uszkodzenia drzewostanu przez wiatr, *Leśne Prace Badawcze*, 71 (2), 165-173
- Chojnacka-Oźga L., Oźga W., 2018, Warunki meteorologiczne powstania szkód wiatrowych w dniach 11-12 sierpnia 2017 roku w lasach środkowo-zachodniej Polski, *Sylvan*, 162 (3), 200-208
- Dmyterko E., Mionskowski M., Bruchwald A., 2015, Zagrożenie lasów Polski na podstawie modelu ryzyka uszkodzenia drzewostanu przez wiatr, *Sylvan*, 159 (5), 361-371
- Gardiner B., Blennow K., Carnus J.M., Fleischer P., Ingemarson F., Landmann G., Lindner M., Marzano M., Nicoll B., Orazio C., Peyron J.L., Reviron M.P., Schelhaas M.J., Schuck A., Spielmann M., Usbeck T., 2010, Destructive storms in European forests: past and forthcoming impacts, The Atlantic European Regional Office of the European Forest Institute, EFIATLAN-TC report of the EC
- Gengfeng L., Peng Z., Peter B., Wenyan L., Zhaohong B., Camilo S., Zhibing Z., 2014, Risk analysis for distribution systems in the Northeast U.S. under wind storms, *IEEE Transactions on Power Systems*, 29 (2), 889-898, DOI: 10.1109/TPWRS.2013.2286171
- Lorenc H., 2012a, Maksymalne prędkości wiatru w Polsce, IMGW-PIB, Warszawa, 100 s.
- Lorenc H., 2012b, Struktura maksymalnych prędkości wiatru w Polsce, [w:] *Kłęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju*, H. Lorenc (red.), IMGW-PIB, Warszawa, 33-59
- Marshall B.J. 1998. Wind flow structures and wind forces in forest. University of Oxford, PhD thesis, dostępne online <https://ora.ox.ac.uk/objects/uuid:16f42b9c-a87c-43f9-bcc3-def409aa61d5> (22.11.2019)

- Parczewski W., 1960, Klasyfikacja przedziałów prędkości wiatru w zastosowaniu do opracowań klimatologicznych i bioklimatycznych, *Przegląd Geofizyczny*, 3, 117-122
- Panferov O., Doering C., Rauch E., Sogachex A., Ahrends B., 2009, Feedbacks of windthrow for Norway spruce and Scots pine stands under changing climate, *Environmental Research Letters*, 4 (4), DOI: 10.1088/1748-9326/4/4/045019
- Stucki P., Brönnimann S., Martius O., Welker C., Imhof M., Wattenwyl N., Philipp N., 2014, A catalog of high-impact windstorms in Switzerland since 1859, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14 (11), 2867-2882, DOI: 10.5194/nhess-14-2867-2014
- Taszarek M., 2012, Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornadoic Index, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego UAM, Poznań, maszynopis
- Taszarek M., Kolendowicz L., 2013, Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornadoic Index, *Atmospheric Research*, 134, 186-197, DOI: 10.1016/j.atmosres.2013.07.016
- Taszarek M., Brooks H.E., 2015, Tornado climatology of Poland, *Monthly Weather Review*, 143, 702-717, DOI: 10.1175/MWR-D-14-00185.1
- Taszarek M., Gromadzki J., 2017, Deadly tornadoes in Poland from 1820 to 2015. *Monthly Weather Review*, 145, 1221-1243, DOI: 10.1175/MWR-D-16-0146.1
- Taszarek M., Pilguy N., Orlikowski J., Surowiecki A., Walczakiewicz S., Pilorz W., Piasecki K., Pajurek Ł., Półrolniczak M., 2019, Derecho evolving from the mesocyclone – a study of 11 August 2017 severe weather outbreak in Poland: event analysis and high-resolution simulation, *Monthly Weather Review*, 4, 1-19, DOI: 10.1175/MWR-D-18-0330.1
- Zajączkowski J., 1991, Odporność lasu na szkodliwe działanie wiatru i śniegu, Wydawnictwo „Świat”, Warszawa, 224 s.
- Xi W., Peet R.K., 2011, The Complexity of catastrophic wind impacts on temperate forests, [w:] Recent hurricane research – climate, dynamics, and societal impacts, A. Lupo (red.), InTech, Shanghai, 503-534

Streszczenie

Ze zmianami klimatu, które szczególnie zaznaczyły się na przełomie XX i XXI wieku wiążą się częstsze ekstremalne zjawiska pogodowe. Jednym z zjawisk pogodowych, którego skutkom nie można zapobiec, jest silny wiatr. Większość wichur, które przeszły przez Polskę, wiązało się z ośrodkami niskiego ciśnienia. Występowanie dużych prędkości wiatru w chłodnej porze roku jest naturalną cechą klimatu Polski. Przyczyną silnych wiatrów latem mogą być fronty szkwałowe i trąby powietrzne. Ważnym zagadnieniem jest opracowanie odpowiedniej klasyfikacji prędkości wiatrów, które mogą mieć destrukcyjny wpływ na drzewostany. Współczesne badania wskazują, że porywiste wiatry przekraczające 11 m/s mogą spowodować pierwsze uszkodzenia drzew, a przekroczenie 30 m/s powoduje poważne uszkodzenia drzewostanów. Poznanie i monitorowanie mechanizmów prowadzących do dużych prędkości wiatru, ocena jego wpływu na drzewostany i zarządzanie ryzykiem związanym ze skutkami, jakie wiatr wywołuje, jest jednym z ważnych elementów strategii gospodarki leśnej.

11 sierpnia 2017 roku, po napływie gorącego powietrza zwrotnikowego z południa, nad Polskę napłynęło znacznie chłodniejsze powietrze polarne. Po południu i wieczorem powstały komórki i superkomórki burzowe w południowo-zachodniej części kraju, a następnie cały układ przemieszczał się w kierunku północnym, tworząc linię szkwału. Przemierzając się ku północy, powstał mezoskalowy układ konwekcyjny (MCS) z porywistym wiatrem przekraczającym miejscami 40 m/s. Na skutek przemieszczającego się układu burzowego uszkodzeniu uległo prawie 80 tysięcy hektarów lasów, z których ponad 39 tysięcy hektarów zostało sklasyfikowane do całkowitego odnowienia.

Słowa kluczowe

Uszkodzenia lasu, porywy wiatru, klasyfikacja wiatru.

Summary

Climate change, which was particularly marked at the turn of the 20th and 21st centuries, was accompanied by unfavourable weather phenomena. One of the weather phenomena whose effects cannot be prevented are hurricane. Much of the most devastating storms, which crossed over Poland, were associated with low pressure systems. The occurrence of high wind speeds in the cold season is a natural feature of Poland's climate. The cause of the damage at summer may be squall fronts and tornado's. An important issue is to develop a category of winds for the forest district which can have destructive effect on the stands. Current research shows that gusty winds exceeding 11 m/s may cause first damage to the trees, while exceeding 30 m/s occur severe damage. Knowing and monitoring the mechanisms leading to strong winds, assessing their impact, and managing risk in the context of their effects is one of the important elements of a forest management strategy.

On the 11th of August 2017, after the influx of hot tropic air, much cooler polar air began to flow from the west. In the afternoon and evening began to form cell and supercell storm in the south-west of the country and then they were moving in the north direction forming a squall line. With a Mesoscale Convective System (MCS) moving to the north, there was a gusty wind exceeding 40m/s in some places. The effect of moving MCS was the damage of almost 80 thousand hectares of forests in Poland, which of more than 39 thousand hectares were classified to complete restoration.

Key words

Forest damage, wind gust, wind classification.

ZAKOŃCZENIE

Ogólnokrajowa konferencja pt: *Współczesne problemy klimatu Polski* miała charakter naukowo-aplikacyjny. W Konferencji wzięło udział ponad osiemdziesiąt osób reprezentujących czternaście ośrodków akademickich, sześć instytutów badawczych, dwa stowarzyszenia i fundacje oraz przedstawiciel Ministerstwa Rolnictwa i Rozwoju Wsi. Podczas konferencji wypracowane zostały wnioski i zalecenia dotyczące konieczności podejmowania dalszych badań zjawisk i warunków meteorologicznych, klimatycznych i hydrologicznych oraz działań na rzecz społeczeństwa i gospodarki funkcjonujących w warunkach zmiany klimatu.

Wnioski pokonferencyjne:

1. Konferencja *Współczesne problemy klimatu Polski* spotkała się z dużym zainteresowaniem środowiska naukowego i praktyków. Świadczy to o potrzebie organizowania spotkań umożliwiających wymianę poglądów oraz zapoznanie się z problematyką badawczą podejmowaną w różnych ośrodkach badawczych.
2. Duża liczba wystąpień ograniczała czas na dyskusję, która pozwoliłaby na rozwinięcie i lepsze poznanie zagadnień poruszanych w referatach i na posterach. Należy w przyszłości podjąć odpowiednie działania organizacyjne w celu zapewnienia dłuższego czasu na dyskusję.
3. W badaniach związanych z warunkami pogodowymi, klimatycznymi i hydrologicznymi ważnym zagadnieniem jest jakość danych uwzględnianych w analizach. Dlatego należy dążyć do utrzymania wymaganego standardu metod pomiarowych oraz kontroli homogeniczności i jednorodności danych.
4. Dużym globalnym wyzwaniem, zarówno dla nauki jak i gospodarki jest adaptacja wrażliwych działów gospodarki i społeczeństwa do zmieniających się warunków klimatycznych, przy jednoczesnym zachowaniu odpowiednich efektów ekonomicznych i warunków ekologicznych. W związku z powyższym istnieje potrzeba podjęcia interdyscyplinarnych badań i współpracy środowiska naukowego, gospodarczego i politycznego w celu wypracowania strategii zapewniającej warunki rozwoju społecznego i stabilność ekosystemów w kontekście prognozowanych zmian klimatycznych.
5. Działaniami podejmowanymi w celu poprawy funkcjonowania społeczeństwa w kontekście zagrożeń meteorologicznych i hydrologicznych jest wprowadzenie odpowiedniego programu edukacyjnego oraz komunikatywnego systemu ostrzegania przed niebezpiecznymi zjawiskami pogodowymi.

Komisja wnioskowa
*dr Urszula Kossowska-Cezak, dr hab. Jerzy Kozyra, dr Wojciech Oźga,
prof. dr hab. Maciej Sadowski, prof. dr hab. Zbigniew Ustrnul*

WYKAZ AUTORÓW Z AFILIACJAMI

- Daria Babć
Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska; Stowarzyszenie Sieć Obserwatorów Burz
- Kazimierz Banasik
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska
- Krzysztof Bartoszek
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
- Dawid Biernacik
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Anna Chodubska
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Longina Chojnacka-Ożga
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Instytut Nauk Leśnych
- Grzegorz Dumieński
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Jacek Gładecki
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska
- Agnieszka Hejduk
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska
- Leszek Hejduk
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska
- Paulina Jagiełło
Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy
- Ewa Jakusik
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Maciej Krystian Jefimow
Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy
- Tomasz Kasprowicz
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Ewa Kaznowska
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska
- Małgorzata Kępińska-Kasprzak
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Krystyna Konca-Kędzierska
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
- Urszula Kossowska-Cezak
Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
- Adam Krajewski
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska

Agnieszka Krzyżewska
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

Danuta Limanówka
Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Kraków

Alicja Lisowska
Uniwersytet Wrocławski, Wydziału Nauk Społecznych

Grzegorz Majewski
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Instytut Inżynierii Środowiska

Robert Marcinowicz
Stowarzyszenie Sieć Obserwatorów Burz

Andrzej A. Marsz
Polskie Towarzystwo Geofizyczne

Dorota Matuszko
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii

Wojciech Ożga
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Instytut Nauk Leśnych

Monika Pajek
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Katarzyna Rozbicka
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Instytut Inżynierii Środowiska

Tomasz Rozbicki
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Instytut Inżynierii Środowiska

Jakub Soroka
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Piotr Struzik
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Joanna Strużewska
Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy

Anna Styszyńska
Politechnika Gdańska, Wydział Architektury

Małgorzata Świątek
Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk Ścisłych i Przyrodniczych

Andrzej Tiukało
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Robert Twardosz
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii

Szymon Walczakiewicz
Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk Ścisłych i Przyrodniczych

Piotr Wałach
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Michał Wasilewicz
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Instytut Inżynierii Środowiska

Stanisław Węglarczyk
Politechnika Krakowska, Instytut Inżynierii Środowiska