



Ogólnopolska Konferencja Naukowa  
*Zmiany klimatu i ich środowiskowe konsekwencje*

pod honorowym patronatem

JM Rektor Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

*prof. dr hab. Bogumiły Kaniewskiej*

KSIĄŻKA ABSTRAKTÓW

Poznań, 23-25 września 2024 r.

Książka abstraktów została przygotowana na podstawie materiałów przesłanych przez uczestników *Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej pt. Zmiany klimatu i ich środowiskowe konsekwencje*. Organizatorzy nie ponoszą odpowiedzialności za ich treść.

## Spis treści

Klasyfikacje typów cyrkulacji atmosferycznej dla Europy Środkowej – współczesne wyzwania .....	6
Warunki termiczne w Polsce podczas występowania antycyklonalnych sytuacji blokadowych nad Europą Środkową w okresie letnim .....	7
Uwarunkowania cyrkulacyjne przymrozków wiosennych w południowo-wschodniej Polsce .....	8
Złożone ekstremalne zdarzenia pogodowe w Polsce – dni ciepłe z dużym opadem .....	9
Fale chłodu w Polsce i towarzyszące im zmiany cyrkulacji atmosferycznej w obliczu cieplejszej Arktyki .....	10
Burza superkomórkowa z deszczem nawalnym 8 września 2022 r. w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego .....	11
Fluktuacje doziemnych wyładowań atmosferycznych w Polsce widziane przez pryzmat regionalnego systemu teledetekcyjnego PERUN .....	12
Wpływ zjawisk konwekcyjnych na alergenny pyłek roślinny obecny w powietrzu atmosferycznym we Wrocławiu w 2024 roku – analiza z wykorzystaniem automatycznego detektora Swisens Poleno Jupiter .....	13
Wpływ warunków meteorologicznych na kondycję lasów w Polsce .....	15
Rola klimatu w kształtowaniu reakcji przyrostowej drzewostanów świerkowych w Sudetach - zmienność czasowa oraz przestrzenna .....	16
Początek wiosennej aktywności brzozy ( <i>Betula pendula</i> ) w Polsce i jego związku z temperaturą powietrza .....	18
Ocena zmian terminu początku wiosny i lata w środkowej i wschodniej Polsce między końcem XIX a początkiem XXI wieku na podstawie obserwacji fenologicznych .....	20
Zmienność okresu wegetacyjnego w Polsce w latach 1961-2020 .....	22
Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie okresu wegetacyjnego w centralnej i północnej Europie .....	23
Miejskie powierzchniowe wyspy ciepła w Polsce – identyfikacja i charakterystyka .....	24
Stała i sezonowa powierzchniowa wyspa ciepła w GZM .....	34
Ocena ilościowa wpływu rzeźby terenu i zabudowy miejskiej na zróżnicowanie przestrzenne intensywności miejskiej wyspy ciepła w Krakowie .....	35
Wpływ zmian użytkowania i pokrycia terenu na powierzchniową miejską wyspę ciepła w Poznaniu na podstawie danych satelitarnych z 1988 i 2021 roku .....	37
O miejscach ciepła i chłodu w mieście. Wyniki kartowania partycypacyjnego w Poznaniu .....	38
Tereny zieleni i klimat miasta .....	39
Rola Rodzinnych Ogrodów Działkowych w mitygacji stresu zimna i stresu gorąca w mieście .....	40
Sezonowość promieniowania fotosyntetycznie czynnego w Biebrzańskim Parku Narodowym .....	41
Lokalna i globalna odpowiedź torfowisk na globalne ocieplenie .....	42
Charakterystyka wybranych elementów bilansu cieplnego pola uprawnego, powierzchni bagiennej oraz obszaru zurbanizowanego .....	43
Relacje między usłonecznieniem, temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi w aspekcie współczesnych zmian klimatu (na przykładzie krakowskiej serii pomiarów) .....	44
Zmienność zawartości pary wodnej w troposferze a zagrożenie zjawiskiem suszy w Europie Środkowej .....	45
Wieloletnie zmiany wskaźników wilgotnościowych w Polsce w latach 1966-2020 .....	46
Konsekwencje ekstremalnych susz w środowisku leśnym w latach 1991-2020 .....	47

Cyrkulacyjne uwarunkowania intensywnych opadów śniegu i zaniku pokrywy śnieżnej w Tatrach Polskich.....	48
Zmienność reżimu termiczno-lodowego wybranych rzek Przymorza w aspekcie zachodzących zmian klimatu ...	49
Klimat Polski i jego zmiany w średniowieczu .....	50
Wpływ temperatury otoczenia na proporcję płci przy urodzeniu w historycznych populacjach miejskich. Przykład miasta Poznania, 1848–1900 .....	51
Uwarunkowania demograficzne polskich miast a zmiany klimatu – ocena ryzyka.....	52
Spontaniczne pożary węgla i hałdy pogórnice jako niedoceniany czynnik zmian klimatu .....	53
Rola europejskich portów morskich w kształtowaniu jakości powietrza i powierzchniowej wody morskiej .....	54
Mechanizm przepływu halnego po polskiej stronie Tatr podczas inwersji termicznej w kotlinie Orawsko- Nowotarskiej .....	55
Dni z optymalnymi warunkami pogodowymi do uprawiania narciarstwa w regionach górskich Polski .....	56
Wpływ zmian klimatycznych na ruch turystyczny w obszarach górskich (na przykładzie: Parku Narodowego Gór Stołowych) .....	57
Zmiana klimatu jako podstawa do podejmowania działań partycypacyjnych w edukacji klimatycznej .....	58
Zmiany klimatu jako wyzwanie dla Wspólnej Polityki Rolnej Unii Europejskiej 2023-2027 oraz działalności rolniczej – wybrane zagadnienia prawne .....	59
Analiza i porównanie postaw aktywistów i struktur zarządzania młodzieżowymi strajkami klimatycznymi .....	61
Możliwości zastosowanie narzędzi AI w meteorologii i klimatologii – wybrane przykłady .....	62
Long term trends of freeze thaw cycles in the northern hemisphere and its consequences .....	63
Wpływ temperatur na wnętrza urbanistyczne .....	65
<i>Urban growth's implications on land surface temperature in a medium-sized European city based on LCZ classification .....</i>	66
Czasoprzestrzenna zmienność charakterystyk wysokich opadów półrocza letniego na obszarze Polski (lata 1986- 2015) .....	67
Sygnatura izotopowa glebowego dwutlenku węgla w lesie.....	81
Wstępna ocena wpływu działań retencyjnych na emisję dwutlenku węgla z torfowiska wysokiego w Kusowie...82	
Warsztaty śnieżno-lawinowe – przykład organizacji ponadprogramowych zimowych ćwiczeń terenowych dla studentów geografii.....	84
Struktura pokrycia terenu wokół stacji meteorologicznych przed i po zmianie lokalizacji – analiza wpływu na dane pomiarowo-obszernicze.....	85
Analiza wpływu zmian otoczenia stacji meteorologicznych na pomiary i obserwacje przy wykorzystaniu danych satelitarnych Landsat.....	86
Zmienność sum temperatur w Lublinie-Radawcu (1994-2023) .....	87
Charakterystyka warunków chwiejności atmosfery w dniach z burzą w województwie łódzkim w latach 2019-2024 .....	89
Cechy przebiegu dobowego warunków biotermicznych w okresie letnim w wybranych miastach Europy .....	90
Wpływ układów blokadowych nad regionem euroatlantyckim na występowanie fal upałów i fal mrozów w Polsce .....	91
Warunki biometeorologiczne podczas upałów w Polsce w latach 2020-2024 .....	92
Fale upału w Polsce na tle cyrkulacji atmosferycznej w latach 1979-2022.....	93
Fale upałów w wybranych rejonach Polski i Grecji oraz charakterystyka warunków biometeorologicznych w czasie ich występowania .....	94

Fale upałów w Lasach Doświadczalnych SGGW w Rogowie w latach 1951-2023.....	95
Zmiany i zmienność wskaźnika fizjologicznego niedosytu wilgotności powietrza na Kasprowym Wierchu (1971-2020) i ich uwarunkowania cyrkulacyjne.....	96
Zmienność wieloletnia występowania chmury <i>Alto cumululus lenticularis</i> na Wyżynie Śląskiej (na przykładzie Katowic; 1971-2020) i jej uwarunkowania cyrkulacyjne .....	97
Susza w województwie wielkopolskim w latach 2009-2023.....	98
Snow cover trends and its sensitivity to air temperature changes in vertical profiles of the southern and northern slopes of the Western Carpathians .....	99
Topoklimatyczne uwarunkowania dynamiki przyrostów rocznych świerka na przykładzie Sudetów Zachodnich .....	100
Klimatyczne szanse i wyzwania dla winiarstwa w Zielonej Górze w dobie postępującego globalnego ocieplenia .....	101
Ocena warunków plonowania zbóż jarych w Polsce w kontekście suszy rolniczej w latach 1971-2020.....	102
Wieloletnia zmienność okresu wegetacyjnego na Islandii.....	103
Wykorzystanie kamery fenologicznej do opisu sezonowego rozwoju wybranych roślin w Ogrodzie Dendrologicznym UPP .....	104
Gra "Osiedle z klimatem" jako narzędzie adaptacji najbliższego otoczenia do zmiany klimatu.....	105
How to curb climate change? On the basis of the history of the climate.....	106
Zmiany klimatu w neolicie. Czy pierwsi pasterze i rolnicy przyspieszyli pustynnienie Sahary i Bliskiego Wschodu?.....	107

## **Klasyfikacje typów cyrkulacji atmosferycznej dla Europy Środkowej – współczesne wyzwania**

Zbigniew Ustrnul<sup>1</sup>, Agnieszka Wypych<sup>1</sup>, Filip Łanecki<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Jagielloński w Krakowie, Zakład Klimatologii

<sup>2</sup>Uniwersytet Jagielloński w Krakowie, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych

Cyrkulacja atmosferyczna odgrywa zasadniczą rolę w kształtowaniu klimatu Europy Środkowej. Obszar ten jest szczególnie zróżnicowany klimatycznie ze względu na swój przejściowy charakter, na który wpływa zarówno Atlantyk, jak i rozległy obszar kontynentalny Eurazji. Dokładna ocena występowania typów cyrkulacji nastrocza niekiedy problemy i często stanowi wyzwanie naukowe. Nic więc dziwnego, że dla tej części Europy opracowano wiele klasyfikacji typów cyrkulacji atmosferycznej, zarówno tradycyjnych (manualnych), jak i nowoczesnych (automatycznych, obiektywnych). W prezentacji przedstawiono ich przegląd, zwracając uwagę na założenia metodologiczne i wynikające z nich różnice jakie można stwierdzić w różnych sytuacjach synoptycznych. Ilustruje je kilka przykładów, m.in. na podstawie wieloletnich serii ich zmienności. Uwzględniono tradycyjne klasyfikacje według Niedźwiedzia, Czeskiego Instytutu Hydrometeorologicznego, Pecely'ego oraz znaną klasyfikację Grosswetterlagen. Jednocześnie, niezależnie, uwzględniono także automatyczne klasyfikacje opracowane przez Lityńskiego, Ustrnula i Řehořa. Dokonano szczegółowej analizy zmienności typów cyrkulacji w okresie ponad 100 lat, która wykazała niekiedy odmienne trendy czasowe. Wskazano potencjalne przyczyny powstałych rozbieżności oraz możliwości wykorzystania sztucznej inteligencji do opracowania nowych podejść badawczych.

**Słowa kluczowe:** cyrkulacja atmosferyczna, klasyfikacje typów cyrkulacji, Europa Środkowa

## **Warunki termiczne w Polsce podczas występowania antycyklonalnych sytuacji blokadowych nad Europą Środkową w okresie letnim**

Krzysztof Bartoszek

Katedra Hydrologii i Klimatologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Antycyklonalne sytuacje blokadowe to warunki atmosferyczne odpowiadające zaleganiu nad danym regionem układu wysokiego ciśnienia, co prowadzi do zahamowania strefowej cyrkulacji powietrza i stabilizacji pogody na tym obszarze. Występowanie przez dłuższy czas sytuacji blokadowych zwiększa w okresie letnim ryzyko wystąpienia suszy wskutek braku opadów i wyższych od normy wartości temperatury powietrza.

Do oceny warunków termicznych w Polsce podczas występowania sytuacji blokadowych w okresie letnim (czerwiec-sierpień) wykorzystano dobowe wartości temperatury maksymalnej powietrza z lat 1971-2023, pochodzące z 48 stacji synoptycznych IMGW-PIB. Natomiast antycyklonalne sytuacje blokadowe zostały określone, za pomocą odpowiednich formuł, po obliczeniu w każdym dniu i w każdym punkcie siatki (o rozdzielczości  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ) poziomego, południkowego gradientu Z500, zarówno w kierunku północnym, jak i południowym ( $\Delta\phi = 15^\circ\text{N}$ ) od danego punktu. Informację o tym czy wystąpił dzień z sytuacją blokadową w rejonie danej stacji meteorologicznej pozyskiwano z najbliższego punktu gridowego. Średnie dobowe wartości wysokości powierzchni izobarycznej 500 hPa pochodziły z reanalizy ERA5.

Na obszarze Polski średnia liczba dni z sytuacjami blokadowymi w okresie letnim jest największa w północno-wschodniej części kraju (8 dni) i zmniejsza się w kierunku południowo-zachodnim (około 3 dni w rejonie Sudetów). W badanym okresie największa liczba przypadków wystąpiła w 2015 roku (w południowej Polsce było to 21-27 dni), ponadto ich wyraźnie zwiększoną częstość notowano także w latach 1992, 2006, 2018 i 2019. Warto nadmienić, że w niektórych latach sytuacje blokadowe nad Polską nie pojawiły się latem ani razu (np. 1980, 1984, 2004 r.). Na uwagę zwraca również to, że na obszarze Europy Środkowej w dekadzie 2011-2020 sytuacje blokadowe występowały znacznie częściej (o 3-6 dni) oraz pojawiały się w dłuższych ciągach dni niż we wcześniejszych 10-leciach. Przykładowo, podczas fali upałów z sierpnia 2015 r. antycyklonalna sytuacja blokadowa występowała nad częścią Europy Środkowej nieprzerwanie między 4 a 14 sierpnia (jeden z najdłuższych ciągów dni w całym analizowanym okresie).

Współczynniki korelacji liniowej między liczbą dni z sytuacjami blokadowymi a średnią temperaturą maksymalną w poszczególnych latach były na wszystkich stacjach synoptycznych istotne statystycznie na poziomie  $p < 0,01$  (od  $r = 0,43$  na Kasprowym Wierchu i Śnieżce do  $r = 0,65$  na Helu, w Koszalinie i Suwałkach). Podczas sytuacji blokadowych średnie anomalie temperatury maksymalnej powietrza wahały się w Polsce od  $+3^\circ\text{C}$  w rejonie Bałtyku do  $+6,5$ - $+7^\circ\text{C}$  na południu kraju. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia dnia upalnego ( $t_{\text{max}} > 30^\circ\text{C}$ ) podczas sytuacji blokadowej notowano latem w południowo-zachodniej Polsce (35-40%), a najmniejsze nad Bałtykiem i w rejonach podgórskich ( $< 10\%$ ). Warto przy tym dodać, że na większości obszaru naszego kraju sytuacje blokadowe występowały podczas 20-25% dni upalnych, jedynie w rejonie nadmorskim udział ten wynosił  $< 20\%$ , a w północno-wschodniej Polsce i rejonie podgórskim między 30 a 40%.

**Słowa kluczowe:** cyrkulacja atmosferyczna, sytuacje blokadowe, temperatura maksymalna powietrza, zmiany klimatu

## **Uwarunkowania cyrkulacyjne przymrozków wiosennych w południowo-wschodniej Polsce**

Piotr Piotrowski<sup>1</sup>, Krzysztof Bartoszek<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

<sup>2</sup>Katedra Hydrologii i Klimatologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Występowanie przymrozków wiosennych było analizowane na podstawie danych z pięciu stacji meteorologicznych IMGW-PIB w Koźienicach, Staszowie, Puławach, Lublinie i Sandomierzu w okresie 1981-2023. Analizie poddano przymrozki na wysokości 5 cm i 2 m nad poziomem gruntu od początku okresu wegetacyjnego, którego daty w każdym roku wyznaczono metodą Huculaka i Makowca. Do określenia kierunku i charakteru cyrkulacji atmosferycznej podczas przymrozków wykorzystano zmodyfikowaną metodę wyznaczania typów cyrkulacji Jenkinsona i Collisona. Do bardziej szczegółowej analizy przymrozków wykorzystano klastry trajektorii wstecznych wyznaczonych za pomocą modelu Hysplit. W celu identyfikacji rozkładów ciśnienia na poziomie 850 hPa sprzyjających występowaniu przymrozków wiosennych wykorzystano Empiryczne Funkcje Ortogonalne (EOF). W latach 1981-2023, spośród analizowanych stacji, przymrozki przygruntowe oraz na wysokości 2 m n.p.g. najczęściej pojawiały się w Koźienicach, a najrzadziej w Sandomierzu. Analiza oparta na modelu Hysplit oraz EOF wskazuje na zmiany kierunków adwekcji sprzyjających przymrozkom przygruntowym. Na początku wiosny przymrozkom przygruntowym sprzyjał napływ mas powietrza z północnego zachodu, zachodu i wschodu, natomiast w pozostałej części tej pory roku przymrozki pojawiały się najczęściej podczas adwekcji mas powietrza arktycznego z północy i północnego wschodu.

**Słowa kluczowe:** przymrozki, cyrkulacja atmosferyczna, model Hysplit, empiryczne funkcje ortogonalne



## **Złożone ekstremalne zdarzenia pogodowe w Polsce – dni ciepłe z dużym opadem**

Joanna Wibig, Joanna Jędruszkiewicz, Piotr Piotrowski

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

Według IPCC (SREX, 2012) „w nauce o klimacie ekstremalne zdarzenia złożone mogą być (1) dwoma lub większą liczbą zdarzeń ekstremalnych występujących jednocześnie lub kolejno, (2) kombinacjami zdarzeń ekstremalnych z warunkami podstawowymi, które wzmacniają wpływ tych zdarzeń lub (3) kombinacjami zdarzeń, które same w sobie nie są zdarzeniami ekstremalnymi, ale w połączeniu prowadzą do zdarzenia ekstremalnego lub wpływu”. Jednoczesna susza i fala upałów stanowią przykład wielowymiarowego zdarzenia ekstremalnego, jest ono jednocześnie najczęściej badane w Europie. Jednak równie groźne, choć rzadsze, jest współwystępowanie fali ciepła i bardzo wysokich opadów. Celem tej pracy jest charakterystyka częstości takich dni w Polsce i ich wieloletnich trendów w okresie 1966-2023. Podjęta będzie też próba znalezienia sytuacji synoptycznych sprzyjających występowaniu takich zjawisk. Za dzień ciepły przyjęto dzień z temperaturą maksymalną przekraczającą 90-ty percentyl dla danego dnia w roku, wyznaczony dla 30-letniego okresu referencyjnego 1971-2000, na podstawie temperatury maksymalnej w 15 dniowym oknie scentrowanym na danym dniu (np. dla 10 stycznia będą to dni od 3 do 17 stycznia z 30 lat czyli 450 wartości). W podobny sposób zdefiniowano dzień o wysokim opadzie (mokre) jako dzień z dobową sumą opadu przekraczającą 90-ty percentyl wyznaczony w analogiczny sposób. Dni jednocześnie ciepłe i mokre są obiektami badanym w tej pracy. Analizowana będzie częstość takich dni w różnych porach roku, wieloletnie trendy ich występowania i rozkłady przestrzenne tych cech na obszarze Polski. Ponadto wyróżnione będą sytuacje synoptyczne sprzyjające takim zdarzeniom w różnych porach roku.

**Słowa kluczowe:** złożone zdarzenia ekstremalne, rozkład przestrzenny, zmienność czasowa, cyrkulacja atmosferyczna

## **Fale chłodu w Polsce i towarzyszące im zmiany cyrkulacji atmosferycznej w obliczu cieplejszej Arktyki**

Joanna Jędruskiewicz, Joanna Wibig, Piotr Piotrowski

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

Ocieplenie klimatu w okresie zimy w Europie jest najbardziej widocznej w jej północno-wschodniej części. Temperatura minimalna wzrasta w tych obszarach o 0,5-0,7°C na dekadę. Polska jest położona w zasięgu tych istotnych zmian. Znaczna część chłodnych dni w Polsce (30-40%) jest kształtowana przez arktyczne masy powietrza napływające z sektora północnego. Jednocześnie w ostatnich dwóch dekadach Arktyka podlega bardzo szybkiemu ociepleniu, prawie czterokrotnie większemu niż średnia globalna. Głównym celem pracy jest scharakteryzowanie zmian w występowaniu dni chłodnych i fal chłodu w Polsce w latach 1978-2023 oraz zbadanie w jakim stopniu ocieplenie w Arktyce modyfikuje cyrkulację atmosferyczną towarzyszącą występowaniu tych chłodnych dni z temperatura minimalną  $\leq -10^{\circ}\text{C}$ . W ostatnich latach dni chłodne charakteryzują się mniejszą intensywnością i zmniejszonym obszarem występowania, a fale chłodu występują rzadziej i są krótsze. W ostatnich dwóch dekadach XX wieku, falom chłodu najczęściej towarzyszyły układy blokadowe nad Skandynawią i nad Islandią. Jednakże zmniejszenie pokrywy lodu morskiego w Arktyce zimą, najbardziej widoczne w XXI wieku na obszarze między Svalbardem a Morzami Barentsa i Karskim oraz Morza Grenlandzkiego i Cieśniny Davisa, doprowadziły do silnego wzrostu temperatury powierzchni morza i powietrza oraz wzrostu geopotencjału w tych rejonach. Od tego czasu zmieniły się też dominujące układy ciśnienia na obszarze Euroatlantyckim towarzyszące występowaniu fal chłodu w Polsce. W obecnym stuleciu, podczas ekstremalnie niskich temperatur zimą w Polsce, najczęściej mamy do czynienia z sytuacjami blokadowymi głównie nad Grenlandią lub/oraz nad Uralem. Podczas tych sytuacji obserwowane są dodatnie fazy indeksu blokadowego nad Grenlandią (Greenland Blocking Index) i układu Skandynawskiego (Scandinavian Pattern) oraz ujemnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO).

**Słowa kluczowe:** empiryczne funkcje ortogonalne (EOF), Greenland Blocking, Ural Blocking, trajektorie wsteczne, dni chłodne, wskaźniki cyrkulacji

## **Burza superkomórkowa z deszczem nawałnym 8 września 2022 r. w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego**

Patryk Matczak<sup>1,2,4</sup>, Jakub Soroka<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM

<sup>2</sup>Szkoła Doktorska Nauk Przyrodniczych UAM – Nauki o Ziemi i środowisku

<sup>3</sup>Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

<sup>4</sup>Stowarzyszenie Skywarn Polska – Polscy Łowcy Burz

Referat dotyczy szczegółowej analizy przypadku deszczu nawałnego związanego z długotrwałą, quasi-stacjonarną superkomórką burzową, która wystąpiła nad ranem 8 września 2022 r. w rejonie Gorzowa Wlkp. Warunki atmosferyczne charakteryzowały się wówczas sporą niestabilnością atmosfery, dużą zawartością wilgoci, a także niewielkim przepływem powietrza. Istotne dane minutowe ukazały rzadki przypadek, związany z gwałtownymi napływami cieplejszego powietrza podczas trwania burzy o symptomach zbliżonych do tzw. zjawiska heat burst. Przy opadzie trwającym niespełna 3,5 godz. sumy opadów osiągnęły od 144,9 mm w Gorzowie Wlkp. (stacja IMGW-PIB) do 218 mm w Wawrowie (dane nieoficjalne). Najwyższa dobową sumą opadów oszacowaną przy pomocy reanalizy RainGRS Clim wystąpiła w rejonie Czechowa i wyniosła 237 mm. Zarejestrowane sumy i natężenia opadów były jednymi z największych w historii pomiarów na obszarze Polski nizinnej. Opady ustanowiły dwa nowe ogólnopolskie rekordy w określonych przedziałach czasowych, odpowiednio dla okresów 2- i 3-godzinnych. Wystąpienie deszczu nawałnego spowodowało powódź błyskawiczną i olbrzymie zniszczenia w lokalnej infrastrukturze w okolicach Gorzowa Wlkp., zwłaszcza w sołectwach Czechów i Wawrów.

**Słowa kluczowe:** deszcz nawałny, opady atmosferyczne, burza, powódź błyskawiczna, Gorzów Wielkopolski

## **Fluktuacje doziemnych wyładowań atmosferycznych w Polsce widziane przez pryzmat regionalnego systemu teledetekcyjnego PERUN**

Rafał Iwański

Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie, Zakład Klimatologii IGiGP Uniwersytet Jagielloński  
Uniwersytet Rolniczy w Krakowie, Wydział Inżynierii Środowiska i Geodezji, Katedra Ekologii, Klimatologii i Ochrony Powietrza

Wyładowania atmosferyczne są wykrywane, lokalizowane i rejestrowane z użyciem różnego rodzaju systemów teledetekcyjnych (naziemnych i satelitarnych) od kilkudziesięciu już lat. Wzrost znaczenia i coraz liczniejsze wykorzystania licznych bazy danych obfitujących w długie, klimatologiczne ciągi rejestracji zaskutkowało dodaniem w 2016 roku informacji o wyładowaniach atmosferycznych do listy Essential Climate Variables (ECV) World Meteorological Organization.

Odnosząc się do tej ważnej decyzji podjęto studium nad doziemnymi wyładowaniami atmosferycznymi na terenie Polski w aspekcie zagrożenia, jakie stanowią dla życia i zdrowia człowieka, a także jego gospodarki. Ta prezentacja stanowi wgląd w wyniki uzyskane w ramach badania 22 letniego ciągu rejestracji pochodzących z lokalnego systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN w Polsce. W ramach studium oryginalne dane systemu PERUN (wzbogacone o informacje pochodzące z analogicznych systemów pracujących w krajach ościennych) uzupełniono z wykorzystaniem danych pierwotnych oraz zhomogenizowano używając zapisu używanego dla systemowych danych wtórnych w postaci tekstowej. Następnie wyfiltrowano z powstałej bazy danych informacje o wyładowaniach doziemnych obojga polaryzacji wraz z ich parametrami fizycznymi.

Tak powstała seria rekordów wykorzystano do wykreślenia map gęstości wyładowań doziemnych z wykorzystaniem oprogramowania ArcGIS Pro wzbogacając je w centroidy Convex Hull Function [CHFmax] celem wyznaczenia dokładnych lokalizacji maksymalnych gęstości. Uzyskane rezultaty porównano z jednocześnie tworzonymi mapami gęstości i intensywności wyładowań doziemnych (środowiska obliczeniowe R oraz Python), które posłużyły do stworzenia indeksu zagrożenia częstymi, a jednocześnie intensywnymi wyładowaniami atmosferycznymi dla terenu Polski w skali całego ciągu pomiarowego. Taka informacja klimatologiczna stanowi *novum* dla terenu kraju i może być wykorzystana w przyszłości dla celów osłony meteorologicznej oraz operacyjnych czynności prognostycznych biur synoptycznych.

Prezentacja ta stanowi część większego opracowania obejmującego teren całego kontynentu europejskiego. Rezultaty uzyskane w bieżących badaniach będą stanowić treść osobnych publikacji naukowych.

**Słowa kluczowe:** monitoring klimatu, wyładowanie atmosferyczne, zmiany klimatu, burza, atmosfera, zagrożenia ekstremalnymi zjawiskami pogodowymi

## **Wpływ zjawisk konwekcyjnych na alergenny pyłek roślinny obecny w powietrzu atmosferycznym we Wrocławiu w 2024 roku – analiza z wykorzystaniem automatycznego detektora Swisens Poleno Jupiter**

Szymon Tomczyk, Małgorzata Werner, Małgorzata Malkiewicz, Karol Bubel

Faculty of Earth Sciences and Environmental Management, University of Wrocław

Problem alergii wziewnej stanowi dziś istotny temat, który poruszany jest w wielu pracach naukowych. Szczególnie dotyczy to ziaren pyłku najbardziej alergicznych taksonów roślin, którymi w Polsce są leszczyna, olsza, brzoza, a także wiele gatunków z rodziny traw oraz bylica. W ostatnich latach w Europie notuje się wzrost zachorowalności na alergię, co również dotyczy obszaru Polski. Wyniki badań wskazują, że nawet 30% społeczeństwa zmagają się z problemem alergii. Warunki pogodowe, to główny czynnik kształtujący czas kwitnienia roślin oraz ilość ziaren pyłku w powietrzu. Współczesne zmiany klimatu przyczyniają się do wzrostu zagrożenia alergicznego. Globalne ocieplenie szczególnie wpływa na wydłużenie trwania sezonu pylenia oraz zwiększenie ilości produkowanego przez rośliny pyłku. W celu zrozumienia specyfiki tej zależności, kluczowe w badaniach jest poznanie wpływu parametrów meteorologicznych na stężenie alergizującego pyłku roślinnego. W aerobiologii coraz częściej podkreśla się istotny wpływ zjawisk konwekcyjnych na ziarna pyłku roślin obecnych w powietrzu atmosferycznym, a w literaturze opisywane jest zjawisko tzw. „astmy burzowej”. Współcześnie rośnie liczba dni z przypadkami nasilonych objawów astmy podczas trwania burz. Dochodzi wówczas do zwiększenia koncentracji ziaren pyłku w powietrzu, przez występujący silny wiatr oraz wynoszenie pyłku z powierzchni ziemi (przykład rodziny traw) przez ruchy konwekcyjne. W czasie burzy możliwe jest również pękanie ziaren pyłku w wyniku tzw. szoku osmotycznego, spowodowane wysoką wilgotnością, działaniem mechanicznym (np. w czasie prądu zstępującego z komórki burzowej) lub występującymi wyładowaniami atmosferycznymi. Powstające mniejsze cząstki ziaren pyłku mogą być dłużej utrzymywane w powietrzu oraz łatwiej dostawać się do organizmu człowieka, w tym do płuc. Wówczas zagrożenie dla osób cierpiących na alergię jest wyjątkowo wysokie.

W wielu pracach podkreśla się, że globalne ocieplenie wpływa na wzrost potencjału zjawisk konwekcyjnych, co dotyczy również Europy. Wzrost temperatury powietrza poprawia warunki termodynamiczne w okresie letnim, co przekłada się na występowanie groźniejszych epizodów. Biorąc pod uwagę rosnące zagrożenie w pracy postanowiono zweryfikować ilość oraz wielkość ziaren pyłku podczas burz we Wrocławiu w 2024 roku w stosunku do okresu przed wystąpieniem zjawiska.

Na potrzeby analizy wybrane zostały 3 dni, gdy we Wrocławiu odnotowana została burza, w okresie pylenia roślin, która mogła nieść ze sobą wysokie zagrożenie alergiczne. W tym celu wykorzystano dane meteorologiczne z Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Uniwersytetu Wrocławskiego oraz przestrzenny rozkład doziemnych wyładowań atmosferycznych udostępniany przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Biorąc pod uwagę znaczną dynamikę zmian ilości ziaren pyłku w ciągu doby, kluczowe było zastosowanie automatycznego detektora, który pozwala na ocenę stężeń w czasie rzeczywistym. W pracy wykorzystano detektor Swisens Poleno Jupiter, który obecnie rozpoznaje ziarna pyłku 11 taksonów roślin. Rozdzielczość czasowa wykonywanych pomiarów wynosi 10 minut, co zapewnia możliwość wyjątkowo szczegółowej analizy. Urządzenie pozwala na pobranie informacji o stężeniu oraz wielkości ziaren pyłku. W literaturze wskazuje się, że najbardziej znane przypadki „astmy

burzowej” były związane z gatunkami roślin z rodziny traw, dlatego użyte zostały dane dla tego taksonu rośliny. Dni do analizy zostały wybrane na podstawie dwóch założeń, czyli określenia czasu, gdy na obszarze Wrocławia padły doziemne wyładowania atmosferyczne i porównania, czy w tym momencie doszło do wzrostu stężenia pyłku traw. Na tej podstawie udało się wybrać kilka przypadków, z czego na potrzeby pracy wytypowano 3 z najwyższą dynamiką zmian stężeń oraz zmian wielkości ziaren pyłku. Dla każdego wybranego dnia pod uwagę wzięto dwa okresy czasu. Pierwszy krótko przed wystąpieniem burzy (interwał pół godzinny) oraz w czasie jej trwania (interwał pół godzinny). Pojawienie się burzy zdefiniowano przez czas, gdy na terenie miasta Wrocławia odnotowano pierwsze doziemne wyładowania atmosferyczne, a automatyczny detektor zanotował wzrost stężenia pyłku roślinnego. Drugi przedział czasowy dotyczy okresu przed wystąpieniem zjawiska, czyli interwału trzech godzin przed wystąpieniem pierwszych doziemnych wyładowań atmosferycznych na terenie miasta Wrocławia. Oba przedziały czasowe zostały ze sobą porównane pod względem uśrednionych danych oraz zmian w czasie. Przeprowadzono analizę korelacji wielkości stężeń oraz rozmiaru ziaren pyłku z danymi dotyczącymi temperatury powietrza, wilgotności względnej oraz prędkością wiatru.

Analiza potwierdziła, że zjawiska konwekcyjne w znaczący sposób wpływają na dynamikę zmian stężeń ziaren pyłku w powietrzu atmosferycznym. Na krótko przed burzą pojawiał się nawet kilkukrotny wzrost stężenia w porównaniu do wcześniejszych godzin. Wielkość cząstek klasyfikowanych przez urządzenie jako ziarna pyłku trawy w czasie burzy spadała, co mogło zwiększać potencjał alergenny występujących ziaren pyłku. Podczas trwania burzy algorytm uczenia maszynowego, na którym bazuje detektor Swisens Poleno Jupiter, wykazał znaczący wzrost ilości cząstek niezidentyfikowanych – kategoria dotycząca wszystkich przanalizowanych cząstek, które nie mogą być przypisane do żadnego gatunku rośliny. Można stwierdzić, że niezidentyfikowane cząstki to były wówczas rozerwane ziarna pyłku, co jest związane z tzw. szokiem osmotycznym, który często występuje podczas trwania burzy. Zaobserwowano, że wraz z spadkiem temperatury powietrza oraz wzrostem wartości wilgotności względnej zmniejsza się wielkość ziaren, a wzrost prędkości wiatru powoduje pojawienie się wyższych wartości stężeń ziaren pyłku z rodziny traw.

**Słowa kluczowe:** alergologia, ziarna pyłku, uczenie maszynowe, automatyczny detektor, zjawiska konwekcyjne

## **Wpływ warunków meteorologicznych na kondycję lasów w Polsce**

Kinga Kulesza<sup>1</sup>, Agata Hościło<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centrum Geomatyki Stosowanej, Instytut Geodezji i Kartografii, ul. Modzelewskiego 27, 02-679 Warszawa

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Słowicza 32, 02-170 Warszawa

Zmiany klimatu mają istotny wpływ na kondycję drzewostanów, co jest wyraźnie widoczne w wielu częściach Europy, w tym również w Polsce. W badaniach analizowano zmiany i zmienność kondycji lasów, a także ich zależność od zmieniających się wartości elementów meteorologicznych. Dane o kondycji roślinności, wyrażone za pomocą wskaźnika spektralnego NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), pochodzą z satelitarnych danych MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), z lat 2002-2021 dla obszaru całej Polski. Wartości wybranych elementów meteorologicznych – temperatury (T), opadów (P) i ewapotranspiracji (ETo) – pochodzą z reanalizy ERA5-Land. Badania dokumentują ogólne „zielenienie się” lasów w Polsce. Poprawa kondycji drzewostanów jest najbardziej widoczna w Polsce środkowo-wschodniej, gdzie średnie roczne NDVI wzrosło w ciągu 20 lat o 0,030, natomiast jest słabsza na wybrzeżu Bałtyku i na południowych krańcach Polski. Najważniejszymi elementami meteorologicznymi wpływającymi na stan zdrowotny lasów są P i ETo. Najsilniejsze korelacje pomiędzy NDVI oraz P i ETo sięgają 0,55 i są zlokalizowane w Polsce centralnej oraz w postaci pasa od granicy zachodniej do wschodniej. Badano także opóźnienia reakcji drzewostanów na zmiany warunków meteorologicznych metodami Wavelet Coherence oraz korelacji Pearsona z opóźnieniem. Najsilniejsze zależności występują pomiędzy kondycją roślinności leśnej a T i ETo. Występuje znaczna korelacja w przypadku opóźnienia wynoszącego 8–16 miesięcy (około 1 rok) i 20–32 miesięcy (około 2 lata). Istotne korelacje między wskaźnikiem wegetacji a T występują z dużym opóźnieniem, co sugeruje znaczne opóźnienie w reakcji lasów na zmiany T.

**Słowa kluczowe:** NDVI, MODIS, ERA5-Land, las, trend, wavelet coherence, zmiany klimatu

## **Rola klimatu w kształtowaniu reakcji przyrostowej drzewostanów świerkowych w Sudetach - zmienność czasowa oraz przestrzenna**

Marek Błaś<sup>1</sup>, Piotr Owczarek<sup>2</sup>, Magdalena Opała-Owczarek<sup>3</sup>, Hanna Ojrzyńska<sup>1</sup>, Bartosz Jasiński<sup>1</sup>,  
Mieczysław Sobik<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Uniwersytet Wrocławski

<sup>2</sup>Zakład Geografii Fizycznej, Uniwersytet Wrocławski

<sup>3</sup>Zakład Klimatologii, Uniwersytet Śląski w Katowicach

W ciągu ostatnich czterech wieków ekosystemy leśne Sudetów Zachodnich uległy ogromnym zmianom i przekształceniom pod wpływem działalności człowieka. Na przełomie XIX i XX wieku znaczna część wcześniej wylesionych terenów została ponownie zalesiona z dominacją siewek świerka o nierodzimym pochodzeniu, a więc bardziej podatnych na różne szkodliwe czynniki. W drugiej połowie XX wieku obszar ten został poważnie dotknięty depozycją zanieczyszczeń, która spowodowała masowe zamieranie lasu. W ciągu ostatniej dekady widoczna jest nowa faza degradacji lasu.

Celem pracy jest wyjaśnienie zmiennej dynamiki przyrostów rocznych świerka w kontekście historycznych, jak i obecnych uwarunkowań. Z drugiej strony chodzi o identyfikację zróżnicowanej reakcji przyrostowej drzew w zależności od lokalnych warunków klimatycznych kształtowanych przez topografię.

Aby zbadać reakcję drzew na czynniki wpływające na ich wzrost, w okresie od września 2022 r. do listopada 2023 r. pobrano około 1070 próbek rdzeni świerka pospolitego z 52 lokalizacji. Aby zapewnić odpowiednią jakość danych i wyeliminować czynnik wieku, zmierzone szerokości słoju drzew zostały przekształcone za pomocą oprogramowania COFECHA oraz ARSTAN. Miejsca pobierania próbek pogrupowano na 5 kategorii ukształtowania terenu: (1) pogórze [400-550 m n.p.m.], (2) stoki północne [800-900], (3) stoki południowe [800-900], (4) płaskie kotliny [800-900] i (5) regiel górny [1100-1250]. Aby ukazać dynamikę reakcji przyrostowej lasów świerkowych wybrano trzy okresy: (A) szczyt kwaśnej depozycji przypadający na lata 1981-1990, (B) okres regeneracji 2001-2010 oraz (C) obecny trend obserwowany w latach 2018-2023.

Od początku lat siedemdziesiątych XX wieku (okres „A”), w Sudetach obserwowana była stopniowa redukcja rocznego przyrostu świerka pospolitego, co pokrywało się ze wzrostem emisji oraz depozycji zanieczyszczeń. Najtrudniejszym okresem dla wzrostu drzew był początek lat 80. Degradacja ekosystemów leśnych charakteryzowała się współistnieniem obszarów całkowicie lub częściowo wylesionych wraz z sąsiednimi drzewostanami pozostającymi w stosunkowo dobrym stanie. Nasze badania dowiodły, że można to wytłumaczyć przestrzennie zróżnicowaną mokrą i mgielną depozycją zanieczyszczeń. Ten ostatni czynnik był szczególnie zróżnicowany w skali lokalnej, a najbardziej były nim dotknięte stoki dowietrzne (ekspozycja na sektor NW) oraz grzbiety. Właśnie tam zaobserwowano największe zamieranie lasu świerkowego, obejmujące 70% ogólnej powierzchni. Drzewa, które przetrwały na tych stanowiskach, wykazywały średnio 54% zmniejszenie szerokości słoju. W reglu dolnym, gdzie jedna trzecia drzew obumarła, redukcja wyniosła od 16% do 29%, podczas gdy w najniższej lokalizacji (pogórze) tylko 7%, bez zaobserwowanego zamierania. Dynamika słoju drzew w okresie „B” była „dodatnia” we wszystkich przedziałach wysokościowych poza pogórzem i wynosiła od około 9% w reglu dolnym (obszar 2, 3 i 4) do +26% w strefie górnej granicy lasu (5). Z kolei, w ciągu



ostatnich kilku lat (okres „C”) słoje drzew uległy ponownej redukcji we wszystkich przedziałach wysokościowych, przy czym największa redukcja wyniosła 29% zarówno na pogórzu, jak i na zboczach południowych regla dolnego.

Podsumowując przestrzenny wzorzec dynamiki zmian reakcji przyrostowej drzew w latach osiemdziesiątych (okres „A”) odzwierciedla pole mokrej depozycji zanieczyszczeń. Dlatego nie obserwowano prawie żadnych negatywnych skutków u podnóża gór, silną reakcję na średnich wysokościach i ekstremalne efekty w najwyższych lokalizacjach. Kolejny etap „B” wykazuje silną dodatnią reakcję przyrostową świerków na średnich i dużych wysokościach, co można wytłumaczyć znacznie mniejszą depozycją zanieczyszczeń w połączeniu z korzystniejszymi warunkami świetlnymi oraz termicznymi. W okresie „C” zmiany klimatyczne szczególnie negatywnie wpłynęły na wzrost świerków na pogórzu oraz na południowych stokach regla dolnego (obszar 3), gdzie rośnie znaczenie promieniowania słonecznego i parowania (większy deficyt wodny).

Wnioski:

- Przestrzenny wzorzec zamierania lasów w latach osiemdziesiątych jest ściśle związany z przestrzennym zróżnicowaniem depozycji mokrej, w którym istotną rolę odgrywała mgła tworząca się najczęściej nad dowietrznymi stokami oraz grzbietami.
- Optymalne warunki do wzrostu świerka wystąpiły przed niedawnym przyspieszeniem globalnego ocieplenia w stosunkowo wilgotnym okresie 2001-2010.
- Obecne pogorszenie stanu zdrowia świerków ma odwrotny wzorzec w porównaniu z zamieraniem lasów w XX wieku. Najgorsze warunki widoczne są tam, gdzie temperatury są zbyt wysokie, a sezonowe niedobory wody stają się częste.

**Słowa kluczowe:** Sudety Zachodnie, świerk pospolity, przyrosty roczne drzew, dendrochronologia, dendroklimatologia

## **Początek wiosennej aktywności brzozy (*Betula pendula*) w Polsce i jego związku z temperaturą powietrza**

Agnieszka Sulikowska<sup>1</sup>, Ewa Grabska-Szwagrzyk<sup>2</sup>, Agnieszka Wypych<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński w Krakowie

<sup>2</sup>Zakład Systemów Informacji Geograficznej, Kartografii i Teledetekcji, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński w Krakowie

Temperatura powietrza jest jednym z kluczowych czynników regulujących fenologię roślin, a więc wpływających na terminy występowania kolejnych faz rozwojowych poszczególnych gatunków w ciągu roku. Udowodniono, że ocieplenie klimatu przyspiesza powstawanie fenologiczne, w tym rozpoczęcie wiosennej aktywności drzew liściastych, jednak związki te wciąż nie są w pełni rozpoznane, a ich nasilenie różni się między gatunkami. Zmiany w fenologii roślin wpływają z kolei na funkcjonowanie ekosystemów, w tym na obieg wody, węgla i energii, a także interakcje na linii rośliny-zwierzęta, przez co ich badanie jest istotne w świetle zachodzących zmian klimatu. Współcześnie w badaniach fenologicznych oprócz tradycyjnych danych obserwacyjnych często wykorzystuje się dane satelitarne, które są niezwykle cenne w obszarach o skąpej sieci obserwacyjnej, takich jak Polska. Zastosowanie danych pochodzących z satelitów nowej generacji, o wysokiej rozdzielczości czasowej i przestrzennej, daje nowe możliwości w monitoringu roślinności oraz jej reakcji na czynniki klimatyczne.

Celem badań jest ocena wpływu temperatury powietrza na początek wiosennej aktywności brzozy (*Betula pendula*) w Polsce w latach 2007-2024 przy użyciu obserwacji naziemnych oraz danych satelitarnych. Brzoza jest jednym z najpowszechniejszych drzew liściastych w Polsce, więc zrozumienie powiązań początku jej listnienia z temperaturą powietrza jest kluczowe w ocenie wpływu zmian klimatu na ekosystemy. Cele szczegółowe badań obejmują: (1) ocenę zmienności terminu początku wiosennej aktywności brzozy w rozpatrywanych latach, (2) ocenę jej związku z temperaturą powietrza, (3) ocenę różnic w wynikach uzyskanych z użyciem dwóch źródeł danych. Obserwacje naziemne początku listnienia brzozy brodawkowatej pozyskano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego. Dane te pokrywają lata 2007-2024 i pochodzą z wybranych stacji synoptycznych, z których wykorzystano także dobowe wartości maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza. Podstawą analiz opartych na danych teledetekcyjnych są obrazy satelitarne Sentinel-2 o rozdzielczości przestrzennej 10 × 10m dla kilkuset wydzielonych drzewostanów jednogatunkowych z lat 2018-2023. W analizach wykorzystano wskaźnik daty rozpoczęcia aktywności roślin SOS (*start of season*), oparty na pochodnej wskaźnika wegetacyjnego EVI (*Enhanced Vegetation Index*). W celu zbadania związku SOS z temperaturą powietrza posłużono się dobowymi wartościami maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza pochodzącymi z bazy danych gridowych E-OBS (v27.0e). Analizy te przeprowadzono wykorzystując anomalie temperatury powietrza w różnych okresach poprzedzających listnienie (tj. od 1 stycznia / 1 lutego / 1 marca / 1 kwietnia do momentu listnienia) względem okresu referencyjnego 1991-2020 oraz sumy temperatur efektywnych (*Growing Degree Days*, GDD) powyżej progu 5°C.

Wyniki badań pokazały, że termin listnienia brzozy brodawkowatej w Polsce podlega silnym fluktuacjom z roku na rok (około 20 dni), nawiązując do warunków termicznych wiosną w poszczególnych latach. Termin początku wiosennej aktywności brzozy w Polsce różni się w zależności od wykorzystanych

danych o około 10 dni co wskazuje, że dane obserwacyjne odzwierciedlają początek, a wskaźnik oparty na danych satelitarnych (SOS) pełnię wiosennego rozwoju liści. Niemniej jednak zarówno zmienność czasowa, jak i zróżnicowanie przestrzenne tego terminu są zbieżne dla obu zestawów danych. Wyniki zapewniły wgląd w złożone powiązania między fenologią, a temperaturą powietrza. Siła tych związków jest większa w przypadku SOS (najwyższy  $R^2 = 0.71$ ) w porównaniu do obserwacji naziemnych (najwyższy  $R^2 = 0.49$ ) i jest zróżnicowana przestrzennie. Wykazano, że warunki termiczne w okresie od marca / kwietnia mają największe znaczenie dla terminu początku aktywności brzozy w Polsce. Udowodniono, że dane Sentinel-2 są użyteczne w monitorowaniu fenologii drzew liściastych, a uzyskane wyniki wskazują na potrzebę stosowania zarówno danych naziemnych, jak i satelitarnych w celu pełniejszego zrozumienia reakcji roślinności na zmienne klimatyczne.

**Słowa kluczowe:** okres wegetacyjny, zmiany klimatu, fenologia, listnienie, teledetekcja satelitarna

## Ocena zmian terminu początku wiosny i lata w środkowej i wschodniej Polsce między końcem XIX a początkiem XXI wieku na podstawie obserwacji fenologicznych

Krzysztof Jarzyna

Zakład Klimatologii WGSR, Uniwersytet Warszawski

Obserwowane współcześnie zmiany klimatyczne, w tym zwłaszcza wzrost temperatury powietrza powodują też zmiany w funkcjonowaniu przyrody ożywionej, w tym m.in. zmiany terminów fenofaz, będące też podstawą wydzielenia fenologicznych pór roku.

Celem niniejszego opracowania jest określenie przesunięcia daty początku pełni wiosny i lata w środkowej i wschodniej Polsce (w granicach dawnego Królestwa Kongresowego) w okresie od końca XIX wieku do początku trzeciej dekady XXI wieku. Datę początku pełni wiosny określono na podstawie początku kwitnienia lilaka pospolitego (*Syringa vulgaris* L.) i kasztanowca zwyczajnego (*Aesculus hippocastanum* L.). Początek lata wyznacza początek kwitnienia lipy drobnolistnej (*Tilia cordata* Mill.) (<http://agrometeo.imgw.pl/fenologia...>).

W pracy wykorzystano 3 zestawy danych fenologicznych:

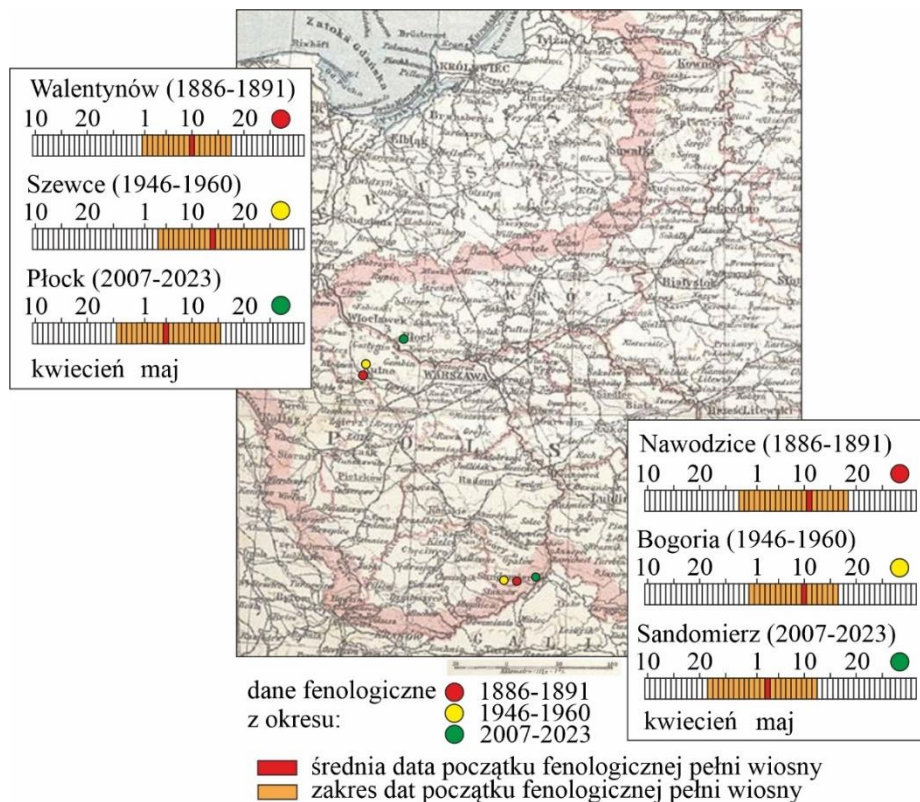
- dane XIX-wieczne pochodzące Ogrodu Botanicznego w Warszawie (1865-1891) oraz nadsyłane w latach 1885-1896 przez wolontariuszy do redakcji *Wszechświata* i *Pamiętnika Fizyograficznego*, dane te opublikowano w *Pamiętniku Fizyograficznym*;
- dane fenologiczne z okresu 1946-1960, pochodzące z sieci PIHM i opublikowane w *Rocznikach Fenologicznych*
- oraz współczesne dane fenologiczne (2007-2023), udostępnione przez IMGW-PIB.

Dokonany w opracowaniu wybór fenologicznych pór roku oraz porównywanych stacji fenologicznych wynikał z konieczności wykorzystania dat początku fenofaz tych samych gatunków roślin, których fenofazy obserwowano w możliwie najbliższych położonych miejscach.

W niniejszym streszczeniu przedstawiono wyniki wstępnych analiz zmienności daty początku fenologicznej pełni wiosny w miejscowościach położonych w zachodniej części Niziny Mazowieckiej oraz we wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej (ryc. 1), skąd pochodzą najdłuższe poza Warszawą analizowane XIX-wieczne serie obserwacji fenologicznych.

Średnia data początku fenologicznej pełni wiosny pod koniec XIX wieku i w połowie XX wieku była podobna w obu rozpatrywanych regionach (ryc. 1). Był to w pewnym stopniu efekt późnego zakwitania kasztanowca zwyczajnego i lilaka pospolitego w latach 1953-1958. Równocześnie analiza danych fenologicznych z Ogrodu Botanicznego w Warszawie wskazuje, że w okresie 1886-1891 analizowane gatunki roślin zakwitwały ok. 3 dni wcześniej niż w dłuższym okresie 1865-1891, czyli wiosny w okresie 1886-1891 był tam stosunkowo ciepłe.

Współcześnie fenologiczna pełnia wiosny zaczyna się ok. tygodnia (5-7 dni) wcześniej w porównaniu z końcem XIX wieku i połową XX wieku (ryc. 1). Widoczne jest też przesunięcie najwcześniejszych i najpóźniejszych dat początku tej fenologicznej pory roku.



Ryc. 1. Daty początku fenologicznej pełni wiosny w dwóch regionach środkowej Polski w okresach 1886-1891, 1946-1960 i 2007-2023

podkład kartograficzny – wycinek mapy: *Królestwo Polskie i zachodnie gubernie Rosji* (1902), za: [https://pl.wikipedia.org/wiki/Królestwo\\_Polskie\\_\(kongresowe\)](https://pl.wikipedia.org/wiki/Królestwo_Polskie_(kongresowe))

**Słowa kluczowe:** fenologiczne pory roku, pełnia wiosny, lato, zmiany wieloletnie

## Zmienność okresu wegetacyjnego w Polsce w latach 1961-2020

Marek Kejna, Aleksandra Pospieszyńska

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu makej@umk.pl, opos@umk.pl

W referacie przeanalizowano zmienność okresu wegetacyjnego (OW), czyli okresu ze średnią dobową temperaturą powietrza  $\geq 5^{\circ}\text{C}$  oraz okresu intensywnej wegetacji (OIW), okres ze średnią temperaturą  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  w Polsce w latach 1961-2020. Na podstawie średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z 55 stacji IMGW obliczono metodą Gumińskiego (1950) daty rozpoczęcia i końca VP oraz IVP. Stwierdzono znaczne zróżnicowanie przestrzenne dat rozpoczęcia i końca oraz czasu trwania OW i OIW na terenie Polski (tabela).

Tabela. Średnie daty rozpoczęcia, końca i czasu trwania okresu wegetacyjnego i okresu intensywnej wegetacji w latach lat 1961-2020 dla wybranych stacji w Polsce

Stacja IMGW	Okres wegetacyjny ( $t \geq 5^{\circ}\text{C}$ )			Okres intensywnej wegetacji ( $t \geq 10^{\circ}\text{C}$ )		
	Początek	Koniec	Czas trwania	Początek	Koniec	Czas trwania
Świnoujście	28.03	13.11	231	04.05	13.10	162
Gdańsk	4.04	6.11	217	05.05	04.10	152
Suwałki	7.04	27.10	204	03.05	27.09	147
Słubice	22.03	11.11	235	23.04	10.10	170
Warszawa	27.03	5.11	224	23.04	06.10	166
Terespol	30.03	2.11	218	24.04	03.10	162
Wrocław	22.03	10.11	234	22.04	11.10	172
Kraków	26.03	5.11	225	24.04	07.10	166
Lublin	30.03	2.11	218	26.04	03.10	160
Zakopane	12.04	23.10	195	14.05	19.09	128
Śnieżka	25.05	20.09	119	.	.	.
Kasprowy Wierch	6.06	10.09	97	.	.	.

OW najszybciej pojawia się na zachodzie, a najpóźniej w północno-wschodniej części kraju oraz nad M. Bałtyckim. Natomiast OIW rozpoczyna się najwcześniej na południu Polski, a najpóźniej na północy, zwłaszcza nad M. Bałtyckim. Koniec OW i OIW postępuje odwrotnie od północnego wschodu na zachód oraz ku wybrzeżu M. Bałtyckiego. Zmienia się też długość tych okresów, dla OW od 204 dni na wschodzie do 237 dni na zachodzie kraju, a dla OIW odpowiednio od 147 do 172 dni. W górach następuje opóźnienie początku i przyspieszenie końca oraz skrócenie OW. W najwyższych partiach Sudetów i Karpat OIW nie występuje.

W latach 1961-2020 stwierdzono znaczną zmienność pojawów i czasu trwania OW i OIW z roku na rok. Występuje istotnie statystycznie trend do wydłużania się OW w tempie od 2,86 dni do 5.70 dni/10 lat na wschodzie. VP w analizowanym okresie wydłużył się od 17 do 40 dni. Podobnie OIW wydłużył się w tempie od 2.15 do 4.48 dni/10 lat. Jest to głównie efekt wcześniejszego rozpoczynania tych okresów (od 4 do 2 dni/10 lat). Zakończenie następuje coraz później, ale tempo tych zmian jest mniejsze (1-2 dni/10 lat). Znaczne wydłużenie VP i IVP wpływa na funkcjonowanie środowiska oraz działalność człowieka, a zwłaszcza możliwość uprawy roślin.

**Słowa kluczowe:** okres wegetacyjny, okres intensywnej wegetacji, zmiany klimatu, Polska

## **Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie okresu wegetacyjnego w centralnej i północnej Europie**

Filip Miś<sup>1,2</sup>, Arkadiusz M. Tomczyk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Szkoła Doktorska Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>2</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Przedmiotem badań była charakterystyka przestrzennej i wieloletniej zmienności dat rozpoczęcia i zakończenia okresu wegetacyjnego oraz jego długości w środkowej i północnej Europie w latach 1950-2022. Do analizy wykorzystano dobowe dane średniej temperatury powietrza, które pozyskano ze zbiorów reanaliz European Climate Assessment and Dataset (ECA&D). Na podstawie powyższych danych wyznaczono daty początku i końca oraz długość okresu wegetacyjnego. Okres wegetacyjny został zdefiniowany jako okres rozpoczynający się 6 dniowym ciągiem dni z  $T_{\text{mean}} > 5^{\circ}\text{C}$  po ostatnim wiosennym przymrozku, a kończący się 6 dniowym ciągiem dni  $T_{\text{mean}} < 5^{\circ}\text{C}$  po pierwszym jesiennym przymrozku. Wyniki wykazały coraz wcześniejszy początek oraz coraz późniejszy koniec okresu wegetacyjnego, którego długość znacząco wzrasta na przeważającym obszarze badań. Wydłużenie okresu wegetacyjnego było spowodowane w większym stopniu wcześniejszym rozpoczęciem niż późniejszym zakończeniem. Przeciętnie zmiana daty rozpoczęcia okresu wegetacyjnego wynosiła 1,40 dni na dekadę, a ich maksimum zanotowano w północnej części Niemiec oraz Holandii, a także w Danii (ponad 4 dni/10 lat). Z kolei zmiana daty końca okresu wegetacyjnego wynosiła średnio 0,77 dni na dekadę, z maksimum w północnej części Niemiec, Holandii oraz we Francji (ponad 2 dni/10 lat). Konsekwencją wcześniejszego rozpoczęcia i późniejszego zakończenia okresu wegetacyjnego był wzrost jego długości. Największe zmiany zaobserwowano na zachodzie badanego obszaru, które wynosiły ponad 5 dni na dekadę.

**Słowa kluczowe:** okres wegetacyjny, zmiana klimatu, Europa, początek okresu wegetacyjnego, koniec okresu wegetacyjnego

## **Miejskie powierzchniowe wyspy ciepła w Polsce – identyfikacja i charakterystyka**

Alfred Stach

Zakład Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,  
e-mail: alfred.stach@amu.edu.pl

### **Wprowadzenie**

Różnice temperatur powietrza między obszarami wiejskimi i miejskimi, tak zwane miejskie wyspy ciepła (ang. Urban Heat Islands – UHI), znane są od początków XIX wieku (Oke i in. 2017, Manoli i in. 2019). Temperatury miejskie są zawsze wyższe niż na otaczających je obszarach podmiejskich i wiejskich ze względu na zmiany właściwości termicznych powierzchni terenu zachodzące wraz z urbanizacją i industrializacją. Lokalny wzrost temperatur w mieście najczęściej negatywnie wpływa na środowisko przyrodnicze i jakość życia mieszkańców. Wyższe temperatury w miastach mogą na przykład zmieniać wzorce opadów poprzez zmianę cyrkulacji atmosferycznej między obszarami miejskimi i wiejskimi. Zachowania roślin i zwierząt są zaburzane z powodu większego zapotrzebowania na wodę i stresu cieplnego. Wielokrotnie stwierdzono, że z istnieniem UHI zwiększa ryzyko śmierci lub choroby i efekt ten ciągle się wzmacnia wraz z zmianami klimatu i częstszym pojawianiem się zdarzeń ekstremalnych, takich jak susze i fale upałów. Dotyczy to zwłaszcza dzieci i osób starszych. Silne UHI powoduje również, w upalne miesiące letnie, wysokie zużycie energii elektrycznej na potrzeby chłodzenia i wentylacji. UHI pośrednio, w pewnym stopniu, przyczynia się do emisji gazów cieplarnianych i zanieczyszczenia powietrza ze względu na potrzeby wytwarzania energii elektrycznej na bazie paliw kopalnych do celów chłodzenia. Pogorszenie jakości środowiska związane z UHI następuje na różne sposoby, takie jak zwiększone zanieczyszczenie powietrza, obniżona jakość wody i zmiany w różnorodności biologicznej. Dlatego monitorowanie i ocena UHI ma zasadnicze znaczenie dla zrównoważonego rozwoju obszarów miejskich i jakości życia. Powierzchniowa miejska wyspa ciepła (ang. Surface UHI – SUHI) jest specyficznym aspektem UHI, który charakteryzuje lokalne wzrosty temperatury powierzchni terenu (ang. Land Surface Temperature – LST), a nie temperatury powietrza ( $T_a$ ). SUHI zazwyczaj pojawia się wcześniej, a następnie poprzez procesy wymiany energii i cyrkulacji atmosferycznej zmienia temperaturę powietrza i powoduje powstanie atmosferycznej UHI. Mechanizmy tworzenia SUHI są również mniej skomplikowane niż w przypadku atmosferycznej UHI, ponieważ są ściśle związane z właściwościami pochłaniania i akumulacji ciepła przez substancje tworzące powierzchnię terenu, a nie z zjawiskami atmosferycznymi. O ile w badaniach UHI standardem są w dalszym ciągu „klasyczne” pomiary temperatury wykonywane na stacjach stałych (przy ziemi, w klatce meteorologicznej lub na wieżach) lub mobilnych (czujniki instalowane na pojazdach kołowych, statkach powietrznych, noszone na ubraniu, itp.) to głównym sposobem identyfikacji i oceny SUHI stała się teledetekcja w zakresie podczerwieni termalnej, a zwłaszcza przy wykorzystaniu sztucznych satelitów Ziemi (Diem i in. 2024). Sprzyja temu coraz szerszy bezpłatny dostęp do termalnych obrazów satelitarnych z wielu czujników, z których najważniejsze to TM/ETM+/TIRS (Landsat), MODIS (Terra/Aqua) i Aster (Terra). Dają one możliwości analiz w różnych skalach przestrzennych – od lokalnej do globalnej – i czasowych – od sezonu do wielolecia (40 lat dane z Landsata, 25 lat z czujnika MODIS). Wraz z postępowaniem urbanizacji problematyka UHI staje się coraz ważniejsza i popularniejsza. Co roku pojawiają się setki nowych



publikacji (Huang, Lu 2018), wśród których dominującą część stanowią te, w których wykorzystuje się satelitarne pomiary LST do identyfikacji i charakterystyki SUHI. Są w nich również prace dotyczące miast polskich (Warszawa, Wrocław, Kraków, Poznań, Lublin i inne). W dalszym ciągu jest jednak wiele do zrobienia. Większość bowiem dotychczasowych opracowań dotyczy pojedynczych miast, głównie największych aglomeracji. Opierają się one najczęściej na analizie pojedynczych obrazów termalnych lub ich małych zbiorów, których reprezentatywność czasowa nie jest dobrze udokumentowana. W poszczególnych opracowaniach stosowane są różne kryteria delimitacji SUHI, co utrudnia porównywanie wyników. Takie porównywanie między miastami jest konieczne, aby urbariści i decydenci mogli wspólnie proponować i wdrażać działania w celu zminimalizowania wpływu UHI i realizacji koncepcji zielonego i zeroemisijnego miasta. Największym, i bardzo trudnym do ominięcia, mankamentem wyników badań UHI, wykorzystujących określoną za pomocą czujników satelitarnych LST, jest ograniczenie do okresów bez zachmurzenia. Pokrywa chmur bowiem uniemożliwia wykonanie pomiarów. Głównym źródłem wykorzystywanych danych LST są obrazy pozyskiwane w trakcie dnia, co również ogranicza możliwość szerszej interpretacji wyników. Biorąc pod uwagę, wymienione wyżej, słabości wcześniejszych opracowań podjęto próbę ich, przynajmniej, częściowego wyeliminowania. Postawiono sobie za cel: (1) identyfikację i charakterystykę dużego zbioru SUHI na terenie całej Polski przy wykorzystaniu danych wieloletnich obejmujących całą dobę (dzień i noc) i za pomocą jednolitej metodyki, (2) określenie głównych czynników zmienności powierzchni i natężenia SUHI i stworzenie modelu (dla całego kraju bądź podzbiorów regionalnych/klas miast) umożliwiającego prognozowanie obu tych zmiennych. W niniejszym opracowaniu zaprezentowane zostaną wstępne wyniki z pierwszego, z wyżej wymienionych zakresów.

### **Źródła danych i metodyka i opracowania**

W niniejszym opracowaniu wykorzystano globalną bazę danych LST opisaną w publikacji Zhang i in. (2022). Do jej stworzenia wykorzystane zostały wyniki pomiarów z czujników MODIS zainstalowanych na satelitach TERRA i AQUA (4 terminy w trakcie doby) oraz materiały uzupełniające. Za pomocą dwuetapowej procedury interpolacji czasoprzestrzennej dokonano uzupełnienia brakujących, głównie ze względu na zachmurzenie, danych. W końcowym efekcie uzyskano 13 140 warstw rastrowych obejmujących obszary lądowe pomiędzy 60°N a 60°S z rozdzielczością ok. 0,859 km<sup>2</sup> na komórkę (926,625 × 926,625m). Reprezentują one dwa pomiary na dobę (01:30 i 13:30 lokalnego czasu) dla okresu 18 lat od roku 2003 do 2020. W skali globalnej procedura walidacja krzyżowej z różnymi poziomami wskaźników braków wykazała, że dane LST z uzupełnionymi lukami mają wysoką dokładność ze średnim błędem kwadratowym (RMSE) wynoszącym odpowiednio 1,88° i 1,33° dla południa (godz. 13:30) i północy (godz. 01:30).

Należy wyraźnie podkreślić znaczenie przymiotnika „uzupełnione” w opozycji do „zrekonstruowane”. Brakujące dane MODIS z momentów, kiedy w danej lokalizacji było zachmurzenie zostały bowiem uzupełnione, przy pomocy interpolacji czasoprzestrzennej, na podstawie wyników pomiarów z sąsiadujących miejsc i terminów bezchmurnych. Obecność chmur zmienia znacząco bilans radiacyjny powierzchni. Jej temperatury, przy tej samej masie powietrza, różnią się wyraźnie, kiedy jest pokrywa chmur i kiedy jej nie ma. Globalna „uzupełniona” baza danych temperatury powierzchni terenu opracowana przez Zhanga i in. (2022) zawiera zatem jedynie LST z sytuacji „bezchmurnych”. Efektem tego jest istnienie zmiennych czasowo i przestrzennie niedokładności tych danych, których skala dla obszaru Polski nie została jeszcze ustalona.

Rozkład temperatur powierzchni terenu odniesiono do pobranej z witryny Geoportalu Krajowego (<https://mapy.geoportal.gov.pl>) warstwy „A04\_Granice\_miast” zawierającej granice administracyjne miast w Polsce według stanu na koniec grudnia roku 2022. Oryginalne dane poddano następującym korektom:

- zgrupowano do pojedynczych obiektów te miasta, które nie tworzyły zwartej powierzchni, to znaczy ich granice administracyjne obejmowały kilka rozłącznych poligonów (główna część plus enklawy),
- połączono w jeden obiekt miasta podzielone na dzielnice o statusie gmin, to jest Warszawę, Łódź i Kraków,
- obszar miast, które miały w swoich granicach administracyjnych polskie wody terytorialne ograniczono do części lądowej (Gdańsk, Gdynia, Sopot, Puck i Hel); nie zredukowano w ten sposób powierzchni miast, których granice administracyjne obejmowały w dużym stopniu wody wewnętrzne takie jak jeziora czy zalewy (na przykład Świnoujście, Szczecin, Krynica Morska).

Po przeprowadzeniu powyższych zabiegów liczba poligonów zmalała z 1022 do 977, a ich łączna powierzchnia z 24 212,4 do 22 708,8 km<sup>2</sup>.

Wstępne przygotowanie danych polegało na selekcji z każdej z 13 140 terminowych warstw obszaru obejmującego Polskę wraz 5 km buforem wokół jej granic. Oryginalne siatki były zapisane w globalnym odwzorowaniu sinusoidalnym odniesionym do elipsoidy MODIS. W następnym kroku zostały one przeliczone, bez zmiany rozdzielczości, do Państwowego Układu Współrzędnych Geodezyjnych 1992 (PUWG 1992, kod EPSG: 2180). W procedurze tej użyto metody najbliższego sąsiada. Z tak przygotowanego źródłowego zbioru danych policzono dla każdej komórki rastra statystyki opisowe dla całego wielolecia oraz poszczególnych lat i miesięcy (średnie, mediany, minima, maksima i odchylenia standardowe).

Identyfikacja SUHI była wykonywana manualnie, na ekranie komputera, używając jako podkładu obrazu średnich 18-letnich wartości LST. Metodą prób i błędów dobrano paletę barw oraz zakres wyświetlanych wartości, aby jak najwyraźniej widoczny był kontrast między miejską wyspą ciepła a jej otoczeniem. Dany obszar uznawano za SUHI, jeśli „plama” wysokich temperatur znajdowała się wewnątrz granic administracyjnych miasta, albo, jeśli poza nie wykraczała, to jej centrum było położone w mieście. Miasto nie miało SUHI, jeśli LST w jego obrębie nie różniło się wyraźnie od otoczenia. W kilkunastu sytuacjach stwierdzono, że miasto znajdowało się w obszarze podwyższonych temperatur powierzchni terenu, ale ich zasięg przestrzenny był rozległy i nie wykazywał związku z jego lokalizacją. Aby ocenić skalę błędów wynikających z subiektywizmu zastosowanej metodyki przeprowadzono szereg testów. Na zbiorze miast liczącym ponad 100 obiektów digitalizację SUHI przeprowadziły dwie osoby. Jedna z nich po kilku tygodniach przerwy identyfikowała te same SUHI ponownie. Porównanie wyników wskazuje, że średnie różnice wielkości wyznaczonych powierzchni wynoszą ok 7%, a maksymalne nie przekraczają 20%. Należy dodać, że opracowano także algorytm automatycznej delimitacji SUHI, który zostanie wykorzystany w kolejnych opracowaniach. Aktualnie zrezygnowano z jego zastosowania, ponieważ jest on na razie zbyt mało czuły. Oprócz digitalizacji komórek rastra tworzących samą SUHI, aby móc ocenić jej natężenie, digitalizowano próbkę danych z jej otoczenia. Było to średnio około 27 komórek (od 7 do 286).

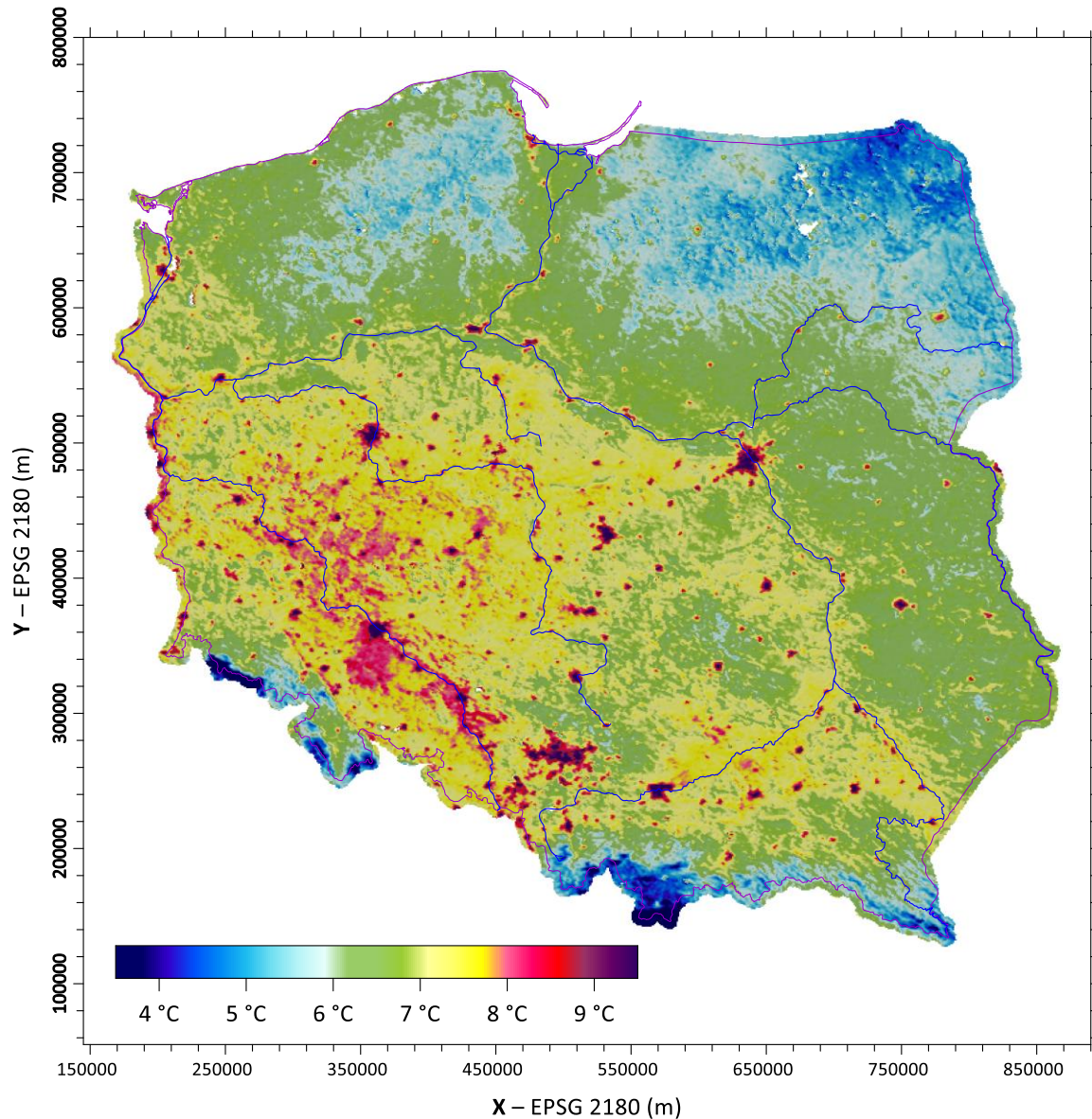
Ze zgromadzonych w wyniku digitalizacji wyświetlonych na ekranie komputera danych średniej 18-letniej temperatury powierzchni terenu obliczono trzy syntetyczne wskaźniki. Pierwszy z nich to średnie natężenie SUHI ( $SUHI_{avg}$ ) będące różnicą średnich arytmetycznych wartości LST w obrębie miejskiej wyspy ciepła i poza jej granicami. Drugi, maksymalne natężenie SUHI ( $SUHI_{max}$ ), jest różnicą między maksimum LST wewnątrz miejskiej wyspy ciepła i średnią poza jej granicami. Trzeci,

ekstremalne natężenie SUHI ( $SUHI_{ext}$ ), jest różnicą między maksimum LST wewnątrz miejskiej wyspy ciepła i minimum poza jej granicami.

### **Wybrane, wstępne wyniki badań**

Rozkład przestrzenny średniej temperatury powierzchni terenu w latach 2003-2018 na obszarze Polski zaprezentowano na mapie (Ryc. 1). Minimalna średnia LST w obrębie obszaru badań wynosiła w analizowanym okresie  $-2,32^{\circ}\text{C}$  i wystąpiła w Tatrach Wysokich w okolicach szczytu Gerlach (a zatem około 2,4 km poza granicą Polski). W polskich Tatrach Wysokich 8 pikseli miało średnią wieloletnią LST poniżej  $-1^{\circ}\text{C}$ , a temperatury poniżej  $0^{\circ}\text{C}$  stwierdzono też na grani Tatr Zachodnich. Maksimum LST wynoszące  $11,26^{\circ}\text{C}$  stwierdzono w północnej części Rybnika. Oprócz tego jeszcze w trzech innych lokalizacjach miejskich średnia wieloletnia temperatura powierzchni terenu było wyższa od  $11^{\circ}\text{C}$ . Było to w Koninie i we Wrocławiu (2 piksele). Temperatury powierzchni ponad  $10^{\circ}\text{C}$  stwierdzono na powierzchni ponad  $172\text{ km}^2$  (201 pikseli MODIS). Takie warunki panowały przede wszystkim w centrach średnich i dużych miast w Polsce środkowej i południowej (między innymi: Bydgoszcz, Poznań, Zielona Góra, Leszno, Ostrów Wlkp., Kalisz, Łódź, Racibórz, Opole, Rzeszów, Kraków, Tarnów i inne). Na liście tej nie ma Warszawy. Trzy sąsiadujące ze sobą piksele o średniej wieloletniej LST powyżej  $10^{\circ}\text{C}$  nie leżą w granicach żadnego miasta. W tym miejscu, we wsi Rogowiec, znajduje się elektrownia Bełchatów. Wartości LST powyżej  $8^{\circ}\text{C}$ , na terytorium Polski, występują prawie wyłącznie na terenach zurbanizowanych i przemysłowych. Średnia, mediana i moda LST na badanym obszarze są zbliżone i zawierają się w przedziale  $0,13^{\circ}\text{C}$  ( $6,68$ ,  $6,76$  i  $6,81^{\circ}\text{C}$ ). Temperatury powierzchni terenu są w Polsce dość wyrównane – przedział międzykwartylowy zawiera się pomiędzy  $6,16$  a  $7,30^{\circ}\text{C}$ , a odchylenie standardowe wynosi  $0,891^{\circ}\text{C}$ . Rozkład przestrzenny średnich LST w Polsce nawiązuje oczywiście do temperatur powietrza (Ryc. 1). Duże zwarte powierzchnie o niskich, poniżej  $6^{\circ}\text{C}$ , temperaturach występują w północnej i północno-wschodniej Polsce. Wąski i często rozczłonkowany pas o takich LST biegnie też wzdłuż południowej granicy Polski, tam, gdzie stanowią ją pasma górskie. Z kolei wysokie średnie temperatury podłoża, w zakresie pomiędzy  $7,5$  a  $8,0^{\circ}\text{C}$ , tworzą duże nieregularne plamy w południowej Wielkopolsce, na Dolnym Śląsku, Opolszczyźnie i Górnym Śląsku, a także nad górną Wisłą między Krakowem a Sandomierzem. Generalnie relatywnie wysokie LST obejmują południowo-zachodnią część kraju wyłączając góry: obszar na południe od Noteci i na zachód od środkowej Wisły i dolnego Sanu.

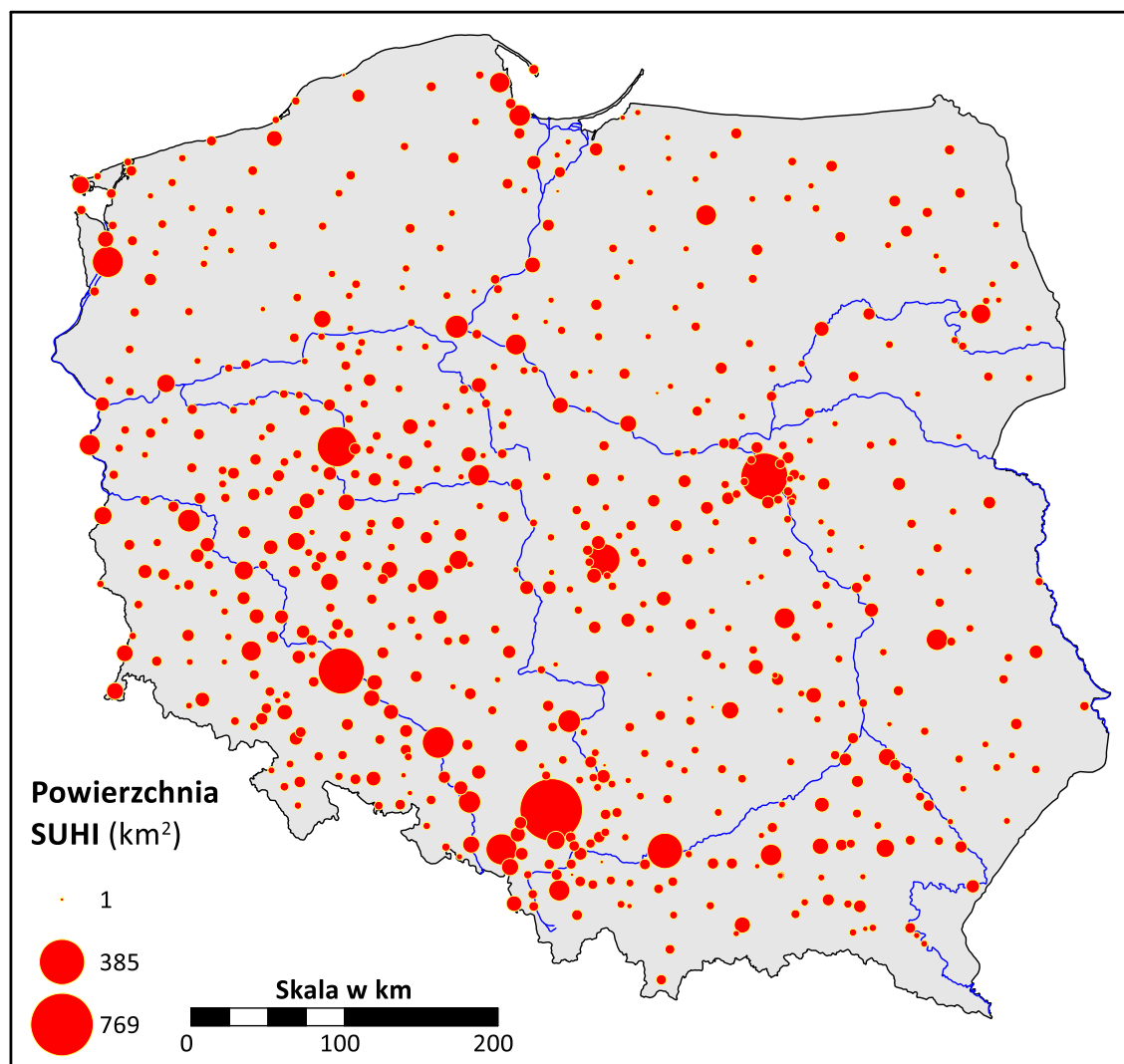
Stosując wyżej opisane kryteria zidentyfikowano na obszarze Polski 623 powierzchniowe miejskie wyspy ciepła (SUHI, Ryc. 2 i 3). Obejmują one 669 miast (68,5% całego zbioru miast), ponieważ 18 z nich ma w swoim zasięgu więcej niż jedną jednostkę administracyjną. W czternastu przypadkach były to dwa miasta, w jednym – trzy, w dwóch – sześć. W górnośląskiej SUHI znalazło się aż 21 miast. Osobną wyspę ciepła ma też dzielnica Warszawy – Wesoła. Ponadto 5 SUHI mają charakter transgraniczny: Zgorzelec / Görlitz, Łęknica / Bad Muskau, Gubin / Guben, Słubice / Frankfurt nad Odrą i Cieszyn / Czeski Cieszyn. W sumie zidentyfikowane powierzchniowe miejskie wyspy ciepła zajmują obszar ponad  $10\,594\text{ km}^2$ , z czego około  $128\text{ km}^2$  to fragmenty transgranicznych SUHI leżących w państwach sąsiednich (RFN, Czechy). Wynika z tego, że SUHI położone na terenie Polski ( $10\,465,86\text{ km}^2$ ) zajmują co najmniej 3,36% lądowego obszaru państwa ( $311\,895\text{ km}^2$ ). Należy podkreślić, że liczbę i powierzchnię zidentyfikowanych SUHI należy traktować jako wartości minimalne będące efektem ograniczeń zastosowanej metodyki oraz rozdzielczości przestrzennej używanych danych.



Ryc. 1. Średnia temperatura powierzchni terenu (ang. LST) w latach 2003-2020 z uzupełnionych danych MODIS (Zhang i in. 2022). Wartość dla każdego piksela jest średnią arytmetyczną z 13140 danych (2 pomiary na dobę  $\times$  365 dni w roku  $\times$  18 lat). Uwzględniony obszar obejmuje terytorium lądowe Polski plus 5 km bufor wokół jej granic. Duże zbiorniki wodne zostały pominięte (białe plamy braku danych). Dla uzyskania najlepszego kontrastu zakres kolorów ograniczono do przedziału od 3,5 do 9,5°C. Dane wykraczające poza ten przedział przedstawione są jednym, skrajnym, kolorem. Ekstremalne LST na obszarze analizy wynosiły -2,32 i +11,26°C.

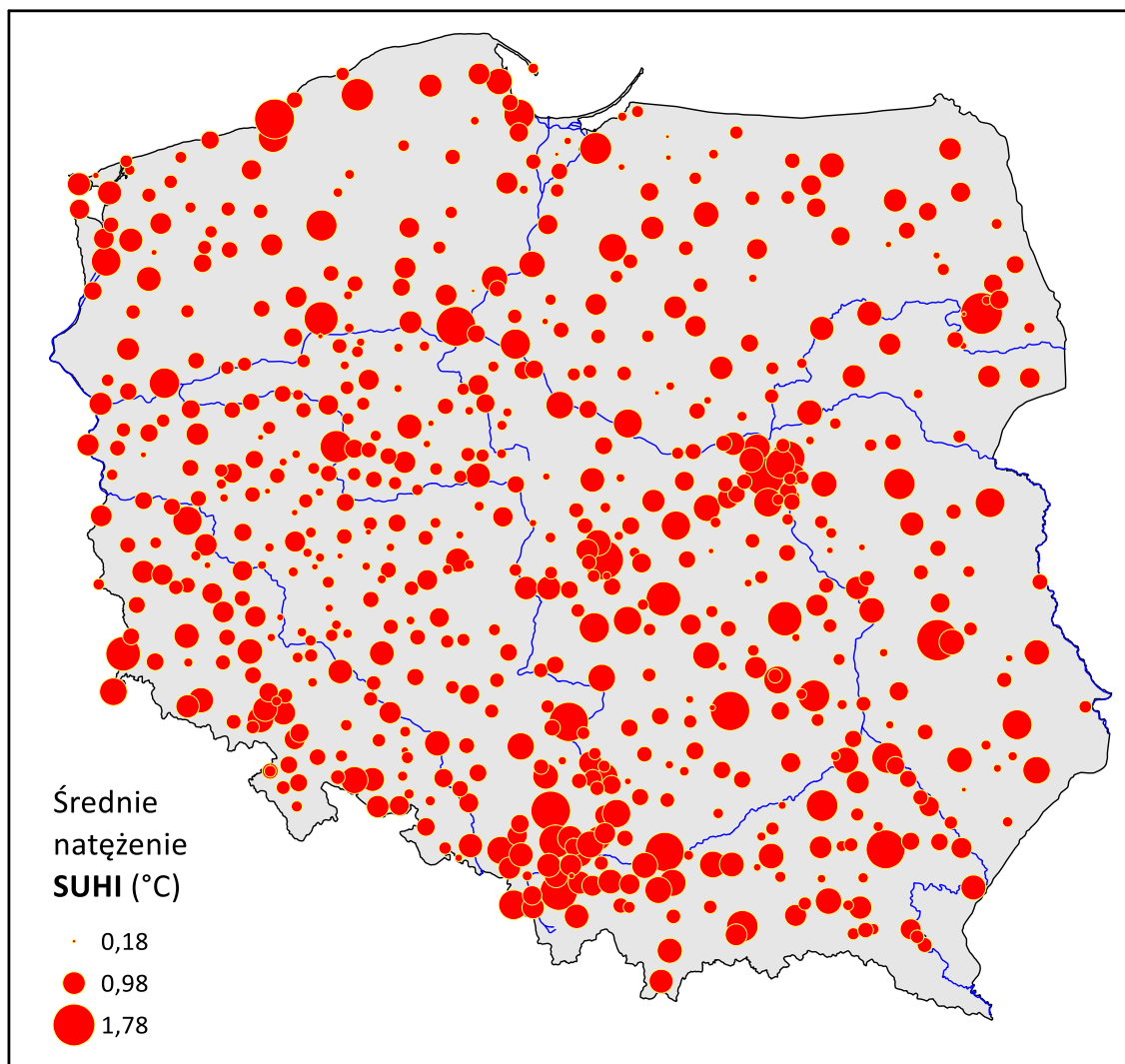
Rozkład powierzchni zajmowanych przez indywidualne SUHI jest silnie prawoskośny (ryc. 4). Ekstremalne wartości to 0,86 km<sup>2</sup> (jeden piksel MODIS) i 769,30 km<sup>2</sup> (896 pikseli). SUHI o powierzchni jednego piksela stwierdzono dla siedmiu miast. Największą powierzchnię obejmuje wyspa ciepła aglomeracji górnośląskiej w obrębie której jest 21 jednostek administracyjnych o randze miasta (Tarnowskie Góry, Radzionków, Bytom, Piekary Śląskie, Wojkowice, Dąbrowa Górnicza, Będzin, Pyskowice, Gliwice, Zabrze, Czeladź, Siemianowice Śląskie, Ruda Śląska, Świętochłowice, Chorzów, Mikołów, Katowice, Mysłowice, Jaworzno, Łaziska Górne). Najbardziej liczną klasę, bo liczącą 211 obiektów (33,9%), stanowiły miasta których SUHI ma powierzchnię od 5 do 10 km<sup>2</sup> (od 6 do 11 pikseli).

Przedział międzykwartylowy (50% zbioru danych) mieści się w zakresie od 4,3 do 15,5 km<sup>2</sup>. Histogram powierzchni SUHI jest ciągły do klasy 85-90 km<sup>2</sup>, większe powierzchnie ma 9 miast stanowiących wartości odstające całego zbioru. Są to: Szczecin (167,4 km<sup>2</sup>), SUHI obejmująca 6 miast (Rybnik, Rydułtowy, Pszów, Radlin, Wodzisław Śląski, Żory – 169,2 km<sup>2</sup>), Opole (175,2 km<sup>2</sup>), Łódź (179,5 km<sup>2</sup>), Kraków z Wieliczką (225,0 km<sup>2</sup>), Poznań z Luboniem (297,1 km<sup>2</sup>), Wrocław z Siechnicami (402,7 km<sup>2</sup>), aglomeracja warszawska (Warszawa, Marki, Żąbki, Piastów, Pruszków, Brwinów – 419,0 km<sup>2</sup>), aglomeracja górnośląska. Silna skośność rozkładu powierzchni SUHI na terenie Polski oraz obecność danych odstających spowodowała dużą różnicę pomiędzy średnią i medianą (odpowiednio 17,0 i 7,7 km<sup>2</sup>) oraz wysoką wartość odchylenia standardowego (44,4 km<sup>2</sup>).



Ryc. 2. Położenie i rozmiar powierzchniowych miejskich wysp ciepła (ang. SUHI) na terenie Polski w latach 2003-2020. Powierzchnia symboli jest proporcjonalna do rozmiaru SUHI (skalowanie pierwiastkowe), a ich lokalizacja określona jest ze średnich wartości współrzędnych X i Y pikseli należących do SUHI.

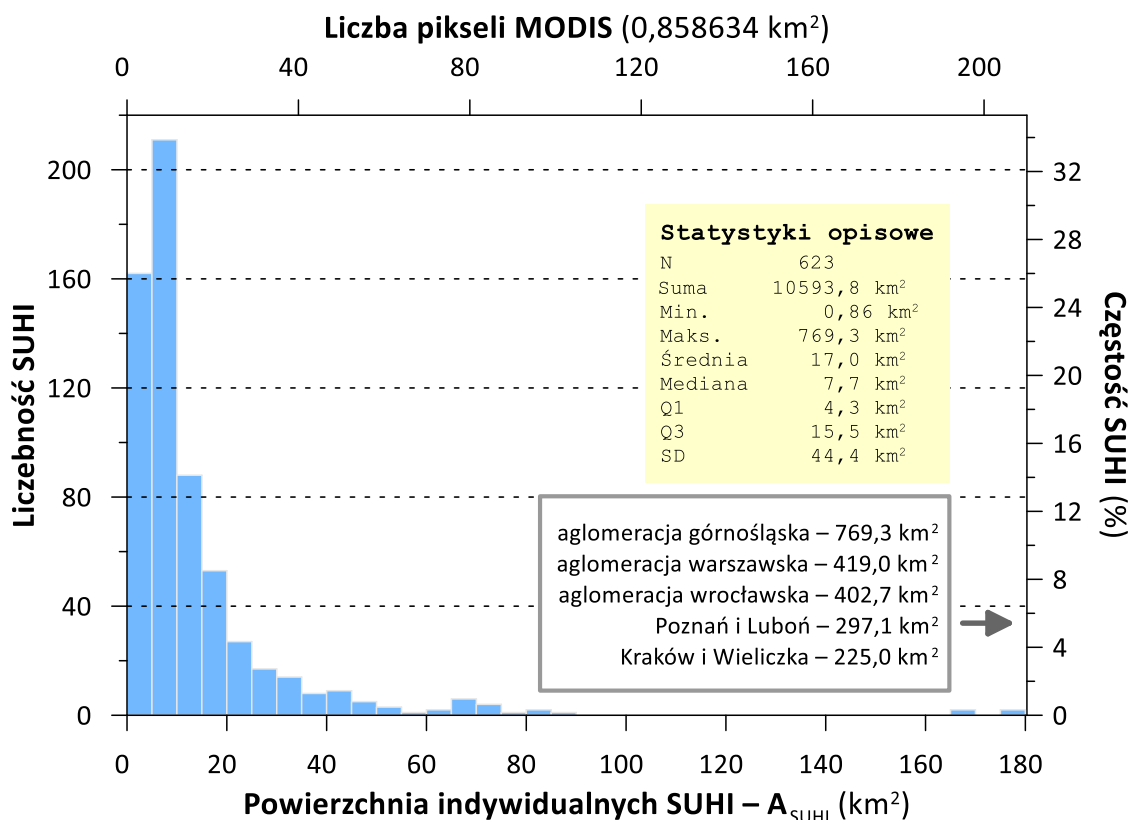




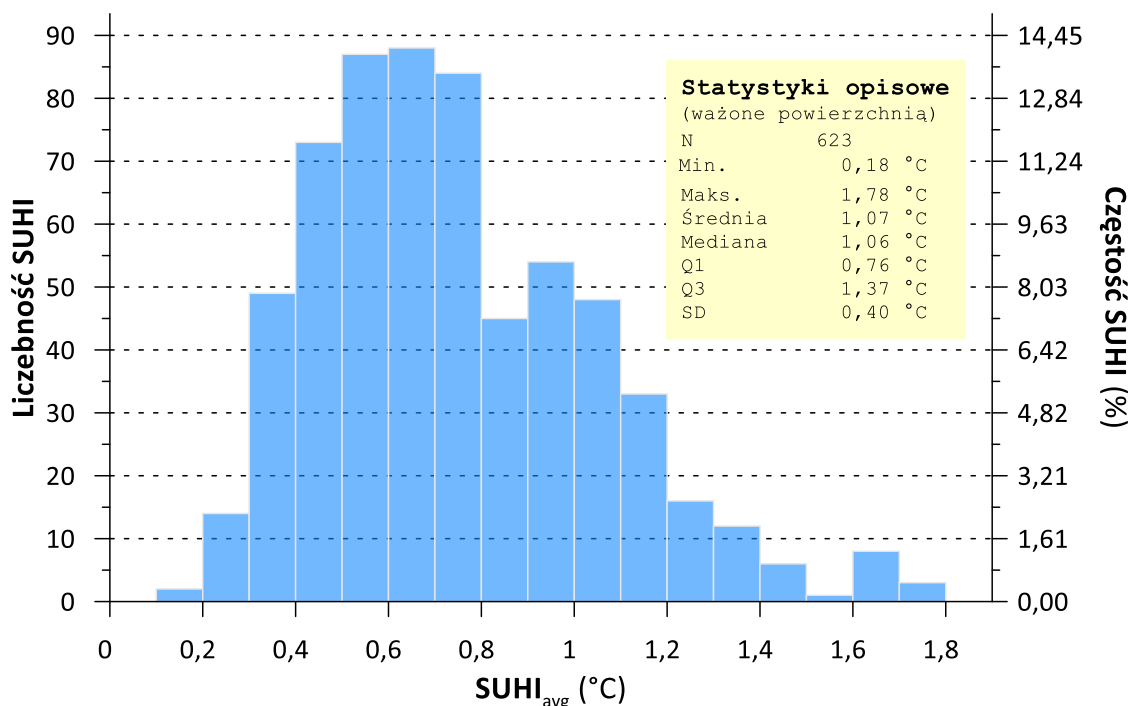
Ryc. 3. Położenie i średnie natężenie powierzchniowych miejskich wysp ciepła (ang. SUHI) na terenie Polski w latach 2003-2020. Rozmiar symboli jest proporcjonalny do natężenia SUHI (skalowanie liniowe), a ich lokalizacja określona jest ze średnich wartości współrzędnych X i Y pikseli należących do SUHI.

Średnie natężenie powierzchniowych miejskich wysp ciepła w Polsce w latach 2003-2018, ważone ich powierzchnią, wynosiło  $1,07^{\circ}\text{C}$  (ryc. 5). Mediana tych danych była bardzo zbliżona, bo obliczono ją na  $1,06^{\circ}\text{C}$ , a odchylenie standardowe wynosiło  $0,4^{\circ}\text{C}$ . Minimalne średnie wieloletnie SUHI miało wartość  $0,18^{\circ}\text{C}$  (Pruszcz w województwie kujawsko-pomorskim), a maksymalne –  $1,78^{\circ}\text{C}$  (Białystok). Średnie poniżej  $0,25^{\circ}\text{C}$  zanotowano dla miast niewielkich, mających poniżej 5000 mieszkańców, położonych najczęściej w północno-wschodniej i wschodniej części kraju. Uzasadniona wydaje się hipoteza, że wartość około  $0,2^{\circ}\text{C}$  jest progiem detekcji SUHI wynikającym z czułości zastosowanej metody. Najwyższe średnie wartości SUHI ( $> 1,6^{\circ}\text{C}$ ) stanowią na histogramie (ryc. 5) wyraźną dodatnią anomalię częstości (12 przypadków). W grupie tej dominują miasta średniej wielkości zamieszkałe przez 150 do 350 tys. mieszkańców (Białystok, Lublin, Bydgoszcz, Kielce, Częstochowa, Rzeszów, Bielsko-Biała). Są też w niej niektóre największe aglomeracje (górnosłaska, łódzka, warszawska i krakowska). Do tego schematu na pasuje jedynie nadmorskie miasto Mielno (trzecia pozycja i  $1,7^{\circ}\text{C}$ , 3 tys. mieszkańców). Wydaje się, że duże średnie wartości SUHI nie są związane z jakimiś wyjątkowo wysokimi temperaturami powierzchni terenu w samym mieście, ale raczej z relatywnie niskimi temperaturami w jego otoczeniu wynikającymi ze struktury pokrycia i użytkowania terenu. Histogram SUHI (ryc. 5) wykazuje

bimodalność. Jakkolwiek dominują temperatury z przedziału od 0,5 do 0,8°C (259 przypadków = 41,6%), to zaznacza się na nim też drugi pik częstości w zakresie od 0,9 do 1,1°C (102 przypadki = 16,4%).

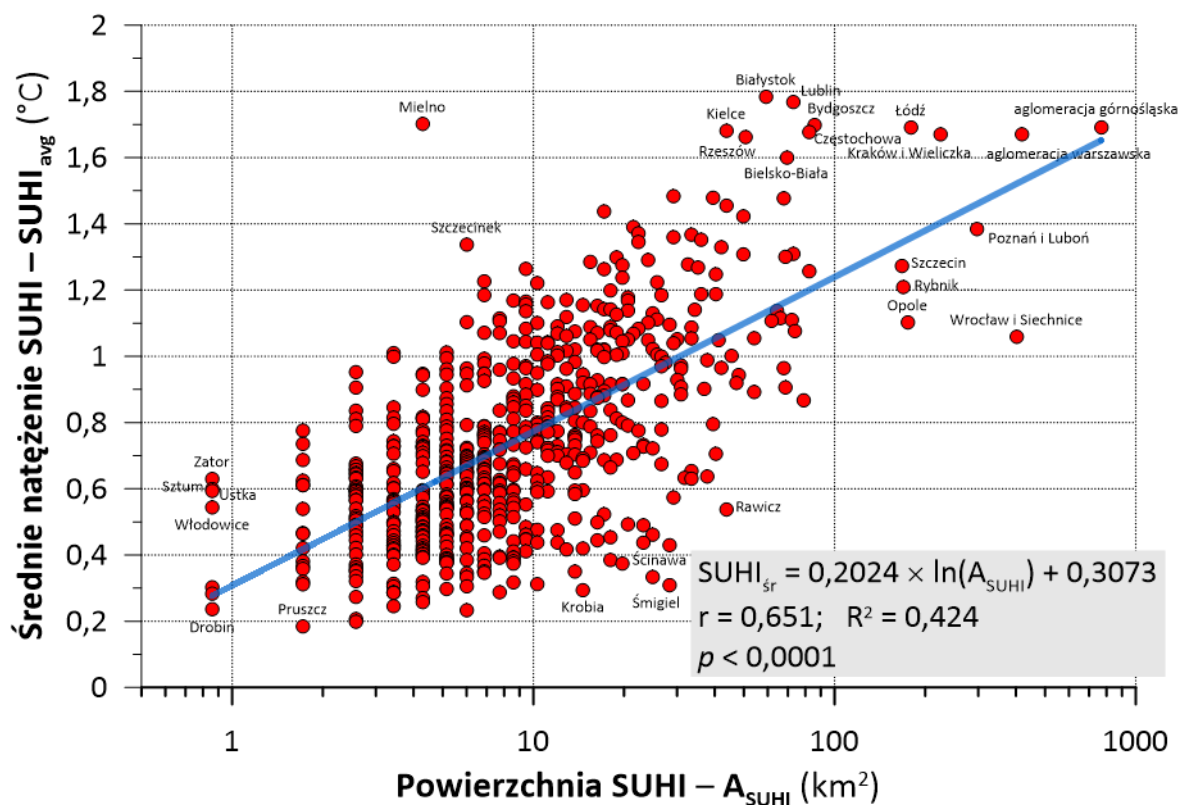


Ryc. 4. Histogram i podstawowe statystyki opisowe obszarów zajmowanych przez powierzchniowe miejskie wyspy ciepła (ang. ASUHI) na obszarze Polski w latach 2003-2020.



Ryc. 5. Histogram i podstawowe statystyki opisowe średniego natężenia powierzchniowych miejskich wysp ciepła (ang. SUHI<sub>avg</sub>) na obszarze Polski w latach 2003-2020. Statystyki opisowe policzono uwzględniając wagi proporcjonalne do powierzchni zajmowanych przez poszczególne SUHI.

Średnie natężenie SUHI wykazuje wprost proporcjonalną, nieliniową, relację z jej polem powierzchni (ryc. 6). Najlepszym dopasowaniem tej relacji jest funkcja logarymiczna charakteryzująca się współczynnikiem determinacji wynoszącym 0,424 i wysoką istotnością statystyczną ( $p < 0,0001$ ). Na uwagę zasługują miasta, które odstają od zasadniczej chmury punktów na wykresie (ryc. 6). SUHI o dużej powierzchni ( $> 100 \text{ km}^2$ ) tworzą na wykresie dwie wyraźnie odmienne grupy. Jedna, do której należą Łódź, Kraków z Wieliczką, aglomeracja warszawska i górnośląska, niezależnie od dużych różnic powierzchni charakteryzuje się wyrównanym natężeniem SUHI wynoszącym około  $1,7^\circ\text{C}$ . Bardzo zbliżony jest pod tym względem także zbiór nieco mniejszych miast do których należą Kielce, Rzeszów, Bydgoszcz, Częstochowa i Bielsko-Biała. Nieco wyższe natężenie SUHI mają z kolei Białystok i Lublin. Druga grupa dużych miast do której należą Wrocław z Siechnicami, Poznań z Luboniem, Szczecin, aglomeracja Rybnika i Opole jest bardziej zróżnicowana, ale generalnie średnie natężenie SUHI jest tu niższe niż  $1,4^\circ\text{C}$ . Do miast, których średnie natężenie SUHI jest, względem jej powierzchni, relatywnie niskie należy zaliczyć Pruszcz, Krobię, Śmigiel, Ścinawę, Rawicz, ale także Choroszcz, Rakoniewice i Bojanowo. Anomalie odwrotne – wysokie natężenie SUHI mimo względnie niedużej jego powierzchni – wykazują Włodowice, Ustka, Sztum, Zator, Mielno i Szczecinek. Szczególnie mocno zaznacza się odmienność Mielna – średnie natężenie SUHI wynosi tu  $1,7^\circ\text{C}$  przy jego powierzchni około  $4 \text{ km}^2$ . Być może jest efekt błędu danych, ale nie należy zapominać o specyficznej lokalizacji tego miasta na mierzei pomiędzy Morzem Bałtyckim i jeziorem Jamno. Z drugiej, jednakże strony miasta o podobnej lokalizacji, takie jak Hel czy Dziwnów, nie wykazują żadnych anomalii.



Ryc. 6. Relacja pomiędzy powierzchnią SUHI (ang.  $A_{\text{SUHI}}$ ) a ich średnim natężeniem ( $\text{SUHI}_{\text{avg}}$ ) na obszarze Polski w latach 2003-2020. Podano także wzór najlepiej dopasowanej funkcji regresji, jej współczynnik korelacji i determinacji oraz poziom istotności statystycznej. Przy większości odstających przypadków podano nazwę miasta.



**Słowa kluczowe:** temperatura powierzchni terenu (LST), miejskie powierzchniowe wyspy ciepła (SUHI), teledetekcja satelitarna, MODIS, Polska

#### Literatura

- Diem, P.K., Nguyen, C.T, Diem, N.K., Diep, N.T.H., Thao, P.T.B., Hong, T.G., Thanh Noi Phan, T.N., (2024), Remote sensing for urban heat island research: progress, current issues, and perspectives, *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 33 (2024) 101081, <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2023.101081>
- Huang, Q., Lu, Y., (2018), Urban heat island research from 1991 to 2015: a bibliometric analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 131, 1055–1067, <https://doi.org/10.1007/s00704-016-2025-1>
- Manoli, G., Faticchi, S., Schläpfer, M. Yu, K., Crowther, T.W., Meili, N., Burlando, P., Katul, G.G, Bou-Zeid, E., (2019), Magnitude of urban heat islands largely explained by climate and population. *Nature* 573, 55–60, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1512-9>
- Oke, T.R., Mills, G., Christen, A., Voogt, J.A., (2017), *Urban climates*. Cambridge University Press, 517 str.
- Zhang, T., Zhou, Y., Zhu, Z., Li, X., Asrar, G. R., (2022), A global seamless 1 km resolution daily land surface temperature dataset (2003–2020), *Earth Syst. Sci. Data*, 14, 651–664, <https://doi.org/10.5194/essd-14-651-2022>

## **Stała i sezonowa powierzchniowa wyspa ciepła w GZM**

Aleksandra Renc, Ewa Łupikasza

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski w Katowicach

Miejska wyspa ciepła przejawiająca się występowaniem wyższej temperatury w mieście w porównaniu do terenów je otaczających jest zjawiskiem dynamicznym w skali roku. Celem podjętych badań jest określenie sezonowej zmienności zasięgu i kompozycji powierzchniowej wyspy ciepła (PWC) w Górnośląsko – Zagłębiowskiej Metropolii (GZM). Wykorzystano bezchmurne obrazy satelitarne LANDSAT zarejestrowane w latach 1985–2022, dla których wyznaczono temperaturę powierzchni czynnej. Występowanie PWC badano w odniesieniu do obszarów występujących w obrębie obszarów zabudowy miejskiej (miejska powierzchniowa wyspa ciepła – miejska PWC) oraz poza nimi (pozamiejska PWC).

W większości sezonów miejska PWC była zlokalizowana w centralnej, najbardziej zurbanizowanej części metropolii, a jej powierzchnia zmieniała się pulsacyjnie w ciągu roku od maksimum latem do minimum jesienią co wynikało z rocznego cyklu wegetacji roślinności. Zimą, zarówno miejska jak i pozamiejska PWC zlokalizowana była głównie w zachodniej części GZM w związku z rozkładem pokrywy śnieżnej, której było najmniej lub nie wystąpiła w ogóle w najniższych położonych zachodnich rejonach metropolii. Ze względu na roczny cykl wegetacyjny, sezonowej zmienności zasięgu podlegała głównie pozamiejska PWC, która zimą i jesienią była większa o nieco ponad 1% od miejskiej PWC. Wyznaczono także stałą i sezonową PWC. Stała PWC zdefiniowano jako PWC pojawiająca się w tych samych obszarach w każdym sezonie, natomiast sezonowa PWC została określona pojawiająca się na danym obszarze wyłącznie w danym sezonie. Zimą, latem i jesienią ponad 63% sezonowej miejskiej PWC pokrywała nieciągła tkanka miejska, a około 13% tereny przemysłowe i handlowe. Stała miejska PWC obejmowała tylko 3% GZM i składała się głównie z obszarów przemysłowych i handlowych, nieciągłej tkanki miejskiej i hałd. Z kolei, stała pozamiejska PWC była rozproszona w całym GZM obejmując zaledwie 0,4% jego powierzchni, której 75% zajmowały nienawadniane grunty orne i pastwiska. Ponadto, we wszystkich sezonach nienawadniane grunty orne najbardziej przyczyniały się do tworzenia sezonowej pozamiejskiej PWC.

Szczegółowa ocena typów powierzchni mających największy wpływ na tworzenie się PWC z uwzględnieniem zmienności sezonowej jest pomocna w planowaniu przestrzeni miejskich i adaptacji do współczesnych zmian klimatu istniejących miast.

**Słowa kluczowe:** wyspa ciepła, sezonowość, pokrycie terenu, teledetekcja, miasto

## Ocena ilościowa wpływu rzeźby terenu i zabudowy miejskiej na zróżnicowanie przestrzenne intensywności miejskiej wyspy ciepła w Krakowie

Anita Bokwa<sup>1</sup>, Piotr Sekuła<sup>2</sup>, Mateusz Durka<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

<sup>2</sup>IMGW-PIB, CMM-ALADIN, ul. P. Borowego 14, 30-215 Kraków

Miejska wyspa ciepła modyfikowana przez rzeźbę terenu (relief-modified urban heat island, RMUHI; Bokwa i in. 2015) jest cechą charakterystyczną obszarów zurbanizowanych położonych we wklęsłych formach terenu. Wpływ procesów oddziałujących w skali lokalnej i generowanych przez zróżnicowaną rzeźbę terenu, jak inwersje temperatury, tworzenie się zastoiska chłodnego powietrza i sploty katabatyczne powoduje, że miejska wyspa ciepła jest tylko jednym z elementów struktury przestrzennej temperatury powietrza w takich obszarach zurbanizowanych. Modelowanie RMUHI napotyka na wiele problemów metodycznych spowodowanych głównie dużą nieregularnością i nieciągłością rozkładu przestrzennego temperatury powietrza. Dla RMUHI w Krakowie podjęto próbę wyznaczenia czynników w największym stopniu wpływających na rozkład przestrzenny RMUHI. Wykorzystano dane meteorologiczne z okresu 2012-2021, z godz. 00:30 UTC z 17 punktów pomiarowych Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego (Bokwa 2010), ze stacji Akademii Górniczo-Hutniczej przy ul. Reymonta i ze stacji IMGW-PIB w Balicach. Były to dane o temperaturze powietrza, zachmurzeniu, prędkości wiatru, ciśnieniu atmosferycznym i wilgotności względnej. Dane termiczne z punktów reprezentujących dno doliny i wierzcowiny ogórza wielickiego posłużyły do obliczenia pionowego gradientu temperatury. Dane dotyczące użytkowania / pokrycia oraz rzeźby terenu obejmowały wskaźniki obliczone dla obszarów w promieniu 50, 100 i 300 m wokół każdego punktu pomiarowego: udział terenów zielonych, udział terenów zabudowanych, średnia wysokość zieleni, średnia wysokość budynków, średnie NDVI, potencjalne średnie dobowe nasłonecznienie, nachylenie terenu, ekspozycja terenu, wysokość bezwzględna punktu pomiarowego, typ LCZ (Local Climate Zone; wg Stewart, Oke 2012). Obliczono wartości intensywności RMUHI a analiza danych potwierdziła odmienną termiczną obszarów zurbanizowanych Krakowa położonych w dnie doliny i 50 m powyżej dna doliny. Najwyższe wartości wskaźnika korelacji Pearsona między intensywnością RMUHI a opisanymi predyktorami stwierdzono dla udziału terenów zabudowanych w promieniu 300 m wokół punktu, średniej wysokości budynków i zieleni oraz dla nachylenia terenu na tym samym terenie wokół punktu pomiarowego. Aby określić istotność poszczególnych parametrów zastosowano metody Random Forest, sieci neuronowych oraz wielokrotnej regresji liniowej. Analiza RMSE i R<sup>2</sup> pozwoliła stwierdzić, że żadna z metod nie daje zadowalających wyników dla wszystkich punktów reprezentujących różne formy rzeźby terenu i różne formy użytkowania/pokrycia terenu co otwiera perspektywy dalszych badań nad łącznym stosowaniem różnych metod do modelowania RMUHI.

**Słowa kluczowe:** RMUHI, Random Forest, sieci neuronowe, Kraków, regresja liniowa, LCZ

### Literatura

Bokwa, A., (2010), Wieloletnie zmiany struktury mezoklimatu miasta na przykładzie Krakowa [Multi-annual changes of the urban mesoclimate structure (using an example of Kraków)], Institute of Geography

and Spatial Management, Jagiellonian University, Kraków, pp. 258 [in Polish with English summary and figures' captions]; available at: [https://pracownia-wydawnicza.geo.uj.edu.pl/documents/154599412/156588975/%21%21%21+2010+www\\_Bokwa\\_Wieloletnie+zminy.pdf/928630d3-14e4-4e48-bbfb-7ba8cc57daee](https://pracownia-wydawnicza.geo.uj.edu.pl/documents/154599412/156588975/%21%21%21+2010+www_Bokwa_Wieloletnie+zminy.pdf/928630d3-14e4-4e48-bbfb-7ba8cc57daee) Bokwa

Bokwa, A., Hajto, M., Walawender, J., Szymanowski, M., (2015), Influence of diversified relief on the urban heat island in the city of Kraków, Poland, *Theoretical and Applied Climatology*, 122, 1, 365-382, DOI: 10.1007/s00704-015-1577-9

Stewart ID, Oke TR, 2012, Local Climate Zones for urban temperature studies. *B Am Meteorol Soc* 93:1879-1900

## **Wpływ zmian użytkowania i pokrycia terenu na powierzchniową miejską wyspę ciepła w Poznaniu na podstawie danych satelitarnych z 1988 i 2021 roku**

Aleksandra Zwolska, Marek Półrolniczak, Leszek Kolendowicz

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Celem badań była analiza powierzchniowej miejskiej wyspy ciepła (SUHI) w ciągu ostatnich 33-letnich zmian pokrycia i użytkowania terenu (LULC) w Poznaniu. Temperaturę powierzchni ziemi (LST) oszacowano wykorzystując zdjęcia satelitarne Landsat 5/8. Charakter lokalnych warunków klimatycznych określono w oparciu o klasyfikację lokalnych stref klimatycznych (LCZ). W latach 1988-2021 obszary zabudowane powiększyły się o 7,4%, a powierzchnia wyspy gorąca (HIA) wzrosła dwukrotnie (o 5,6 km<sup>2</sup>). Najbardziej znaczący wzrost HIA odnotowano na obszarach przemysłowych (o 2,49 km<sup>2</sup>) oraz tych z zabudową średnią zwartą (o 2,17 km<sup>2</sup>). Nastąpiły również zmiany w sezonach maksymalnych zasięgów HIA (wiosna-jesień). Wskaźniki SUHI wykazały stały wzrost na wszystkich obszarach zabudowanych. Najbardziej znaczący zaobserwowano wiosną i latem - SUHI3 o 2,8°C wiosną i SUHI4 o 2,5°C latem. Analiza poszczególnych LCZ wykazała największy wzrost SUHI3 latem, w zabudowie rozległej niskiej (3,3°C), na obszarach przemysłowych (2,6°C) i zabudowie średniej zwartej (2,4°C), pomimo minimalnych zmian ich zasięgu. Rozbudowa obszarów mieszkalnych (zabudowa średnia otwarta, zabudowa niska otwarta) ma mniej szkodliwy wpływ na środowisko miejskie (spadek SUHI nawet o 0,9°C w przypadku zabudowy średniej otwartej latem).

**Słowa kluczowe:** Landsat, Local Climate Zones, klimat miasta, powierzchniowa miejska wyspa ciepła

## **O miejscach ciepła i chłodu w mieście. Wyniki kartowania partycypacyjnego w Poznaniu**

Piotr Lupa

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Gospodarki Przestrzennej,  
Zakład Geografii Kompleksowej

Ocieplający się klimat powoduje wielowymiarowe skutki w wielu sferach życia człowieka. Są one coraz bardziej dostrzegane przez różne grupy społeczne i jednostki. Świadomość kryzysu klimatycznego rośnie nie tylko ze względu na doświadczanie bezpośrednich konsekwencji zmian klimatu, ale także ze względu na wpływ polityki klimatycznej na gospodarkę i sytuację finansową gospodarstw domowych. Konieczne jest zatem przystosowanie się do efektów zachodzących zmian i szukanie akceptowalnych społecznie rozwiązań. Metody badań geograficznych, wykorzystywane w nurcie odpowiedzialnych badań i innowacji (RRI - responsible research and innovation), mogą wesprzeć tworzenie celowanych strategii adaptacyjnych poprzez umożliwienie identyfikacji miejsc w przestrzeni szczególnie narażonych na skutki zmian klimatu oraz inicjowanie w społeczeństwie obywatelskim procesu współtworzenia oczekiwanych rozwiązań.

Celem prezentacji jest przedstawienie wybranych wyników międzynarodowego projektu „TeRRIFICA - Działania na rzecz wzmocnienia zaangażowania obywateli i współtworzenia działań na rzecz klimatu”, w przygotowaniu oraz realizacji którego uczestniczył zespół pracowników Wydziału Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Gospodarki Przestrzennej UAM. Projekt realizowany w latach 2019-2022 w ramach programu Horyzont 2020 „Nauka z i dla społeczeństwa” miał na celu rozpoznawanie i gromadzenie wiedzy obywateli i ustaleń dotyczących wyzwań związanych ze zmianami klimatu w sześciu regionach pilotażowych w Hiszpanii, Niemczech, Francji, Bałkanach Zachodnich, Polsce i Białorusi. Działania te były możliwe dzięki wykorzystaniu aplikacji „MapujKlimat” (webGIS) umożliwiającej identyfikację na mapie miejsc i ocenę ich zagospodarowania przestrzennego z perspektywy wzmocnienia bądź osłabiania negatywnych skutków zmian klimatu. Narzędzie bazuje na tzw. crowdmappingu, co oznacza, że treść mapy cyfrowej jest współtworzona jednocześnie przez dużą liczbę użytkowników (tłum), którzy angażują się w ten proces dobrowolnie nie oczekując w zamian żadnego wynagrodzenia. Podejście to jest bezpośrednio związane z rozwojem Partycypacyjnych Systemów Informacji Geograficznej, które znajdują coraz szersze zastosowanie w planowaniu przestrzennym i konsultacjach społecznych.

W trakcie wystąpienia omówione zostaną wyniki dla Poznania w zakresie partycypacyjnego kartowania miejsc zapewniających mieszkańcom komfort termiczny w czasie upałów oraz miejsc, które pod tym względem zostały ocenione negatywnie. Dla nich przedstawione zostaną również propozycje rozwiązań.

**Słowa kluczowe:** zmiany klimatu, crowdmapping, współtworzenie, nauka obywatelska, odpowiedzialne badania i innowacje, Poznań

## **Tereny zieleni i klimat miasta**

Magdalena Kuchcik, Kaja Czarnecka, Katarzyna Lindner-Cendrowska, Sandra Słowińska,  
Jarosław Baranowski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, mkuchcik@twarda.pan.pl

Obszary zieleni urządzonej (parki, dolina Wisły, ogródki działkowe) oraz lasy w granicach miasta stanowią łącznie 31% powierzchni Warszawy. Średnie natężenie miejskiej wyspy ciepła na tych terenach w latach 2009-2018 wyniosło 0,6°C w porównaniu do 2,6°C w obrębie intensywnej zabudowy śródmiejskiej czy 2,8°C dodatkowo w pobliżu dużych arterii komunikacyjnych. To potwierdza wielką rolę zieleni w kształtowaniu warunków termicznych w mieście, szczególnie latem.

Celem projektu CLIMPARK jest określenie wpływu 6 parków miejskich o różnej wielkości, strukturze, wieku na klimat i bioklimat ich sąsiedztwa, ale też ocena zróżnicowania klimatycznego wewnątrz parków. Na potrzeby projektu na 2 lata założona została sieć pomiarów meteorologicznych w parkach i w ich okolicy. Dodatkowe pomiary temperatury i wilgotności gleby pod różnymi typami roślinności, które porównane zostaną z obrazami satelitarnymi (Landsat 8 OLI/TIRS) i wartościami temperatury powierzchni, pomogą określić zasięg efektu chłodzącego parku.

Wstępne wyniki wskazują, że średnio latem temperatura powietrza mierzona na stacjach meteorologicznych w parkach jest o 1,1°C-1,5°C niższa w porównaniu z terenem zabudowanym. Średnie różnice między zacienionymi i usłonecznionymi powierzchniami notowane w czasie letniej kampanii pomiarowej w wielu miejscach każdego z parków przewyższają 3°C, zaś różnice wartości 10-minutowych sięgają 5°C, a między zacienionymi fragmentami parku a terenem zabudowanym przewyższają 8°C.

W ramach okresowych kampanii pomiarów mikroklimatycznych i odczuwalnych wiosną, latem i jesienią przeprowadzono ponadto łącznie 2900 ankiet, które posłużą do opracowania modelu percepcji warunków biotermicznych obszarów zielonych w mieście, uwzględniającego wpływ wielkości i sposobu zagospodarowania parku oraz cech osobowych respondentów na indywidualną definicję komfortu cieplnego.

**Słowa kluczowe:** klimat parków, efekt chłodzący, miejska wyspa ciepła, bioklimat, LST

## **Rola Rodzinnych Ogrodów Działkowych w mitygacji stresu zimna i stresu gorąca w mieście**

Krzysztof Błażejczyk, Anna Błażejczyk, Paweł Milewski, Izabela Głównka-Roman

Fundacja Przyjazna Przestrzeń-Przyjazny Klimat, Warszawa

Rodzinne Ogrody Działkowe (ROD) są istotną częścią Zielonej Infrastruktury w miastach. ROD-y pełnią szereg funkcji, w tym kształtowanie lokalnych warunków klimatycznych i bioklimatycznych. Niestety, brak jest systematycznych badań w tym zakresie. W celu wypełnienia tej luki Fundacja Przyjazna Przestrzeń-Przyjazny Klimat prowadzi od sierpnia 2022 r. w kilku Rodzinnych Ogrodach Działkowych w Warszawie (ROD Szczęśliwice, ROD Wiarus, ROD Waszyngtona) oraz na terenie osiedla Małe Siekierki. Wykorzystaliśmy także dane rejestrowane na stacjach: Warszawa-Okęcie (IMGW-PIB), Reguły (Lab-El) oraz Hoża i Twarda (IGiPZ PAN).

W porównaniu do centrum Warszawy temperatura powietrza jest na obszarze działek średnio o ponad 1°C niższa. Jest to w decydującym stopniu związane ze zjawiskiem gromadzenia ciepła wewnątrz zabudowy. Obszary działkowe są natomiast z reguły chłodniejsze niż odkryte tereny przedmiejskie (Okęcie, Reguły). Wartości temperatury maksymalnej są na wszystkich badanych stacjach zbliżone do siebie. Natomiast w godzinach nocnych ciepło zgromadzone wśród zabudowy miejskiej sprawia, że temperatura minimalna jest tam zdecydowanie wyższa (o około 5-6°C) niż na stacjach podmiejskich i na działkach. Dane ze stacji leżących na działkach pokazują, że na skutek zacienienia przez drzewa liczba godzin, w których promienie słoneczne docierają do powierzchni terenu jest zdecydowanie mniejsza niż w niezacienianych terenach podmiejskich i pozamiejskich (Okęcie, Reguły, Małe Siekierki).

**Słowa kluczowe:** klimat miasta, Rodzinne Ogrody Działkowe, Zielona Infrastruktura, mitygacja klimatu



## Sezonowość promieniowania fotosyntetycznie czynnego w Biebrzańskim Parku Narodowym

Jan Górowski<sup>1</sup>, Krzysztof Fortuniak<sup>2</sup>, Mariusz Siedlecki<sup>2</sup>, Włodzimierz Pawlak<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Uniwersytet Łódzki

<sup>2</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

Promieniowanie słoneczne jest podstawowym czynnikiem determinującym warunki życia oraz klimat na Ziemi. Frakcją tego promieniowania stanowi promieniowanie fotosyntetycznie czynne (PAR), kluczowe dla rozwoju roślinności ze względu na proces fotosyntezy. W konsekwencji PAR bezpośrednio wpływa na absorpcję CO<sub>2</sub>, co nabiera szczególnego znaczenia w przypadku ekosystemów bagiennych charakteryzujących się dużym potencjałem sekwestracji węgla.

Niniejsza praca przedstawia wyniki 10-letnich (2013 – 2022) ciągłych pomiarów promieniowania fotosyntetycznie czynnego dochodzącego (PAR<sub>d</sub>) oraz odbitego od podłoża (PAR<sub>u</sub>), które przeprowadzono na stanowisku w Kopytkowie na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego. Obszar ten reprezentuje unikalny na skalę europejską ekosystem bagienny. Jednoczesne pomiary PAR<sub>d</sub> i PAR<sub>u</sub> pozwoliły na wyznaczenie albedo w zakresie PAR ( $\alpha_{PAR}$ ), które zostało wykorzystane do prześledzenia zmian w okresie wegetacyjnym oraz dynamiki rozwoju roślinności.

Analiza cech charakterystycznych zmienności rocznej PAR<sub>d</sub> pozwala na wyodrębnienie dwóch sezonów radiacyjno-nefologicznych. Pierwszy z nich obejmujący ciepłą część roku rozpoczyna się w drugiej połowie marca i trwa do początku października. Charakteryzuje się on wpływem zachmurzenia konwekcyjnego na dzienne wartości PAR<sub>d</sub>. Drugi sezon, obejmujący pozostałą część roku, cechuje się wyższym odsetkiem dni pochmurnych, które wpływają na obniżenie wartości badanego promieniowania. Najwyższe wartości PAR<sub>u</sub> występują z kolei w miesiącach zimowych, co wynika z braku aktywności roślinnej oraz występowania pokrywy śnieżnej. Około połowy kwietnia wartości PAR<sub>u</sub> zaczynają spadać w związku ze wzrostem szaty roślinnej. Zmniejszony poziom albedo w zakresie PAR, świadczący o absorpcji światła przez roślinność, utrzymuje się średnio ok. 210 dni w ciągu roku. Najwyższe wartości  $\alpha_{PAR}$  odnotowywano w miesiącach zimowych, kiedy na badanym obszarze zalega pokrywa śnieżna oraz nie występuje aktywność roślinna. Optymalne warunki radiacyjne dla rozwoju roślinności występują w czerwcu, kiedy to do podłoża dociera najwięcej promieniowania, czego potwierdzeniem jest między innymi silne pochłanianie dwutlenku węgla rejestrowane w tych miesiącach.

**Słowa kluczowe:** promieniowanie fotosyntetycznie czynne, Biebrzański Park Narodowy, ekosystem bagienny, strumienie dwutlenku węgla

Praca finansowana ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie umowy numer UMO-2020/37/B/ST10/01219 oraz środków Uniwersytetu Łódzkiego w ramach umowy 4/IDUB/DOS/2021

## **Lokalna i globalna odpowiedź torfowisk na globalne ocieplenie**

Mariusz Lamentowicz

Pracownia Ekologii Zmian Klimatu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama, Mickiewicza, Poznań, Bogumiła Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

Torfowiska są ważnymi lądowymi magazynami węgla. Często są one ostatnimi pozostałościami dziewiczej różnorodności biologicznej w pofragmentowanym krajobrazie Europy. Niemniej jednak, użytkowanie gruntów, osuszanie, zanieczyszczenie atmosfery i zmiany klimatu powodują emisję węgla przechowywanego przez tysiące lat do atmosfery. Istotną konsekwencją tych zakłóceń jest również utrata różnorodności biologicznej. Kluczowe znaczenie ma rozpoznanie tych procesów w przestrzeni i długich skalach czasowych. Eksperymenty dotyczące globalnych zmian są często stosowane w celu zrozumienia potencjalnych reakcji ekosystemów torfowiskowych na globalne ocieplenie. Większość eksperymentów przeprowadzanych na torfowiskach koncentruje się na bilansie węgla i depozycji azotu. Jednak nadal nie jest jasne, jak szybko torfowiska reagują na zmiany klimatu w warunkach klimatu kontynentalnego, a jest to ważne, ponieważ regiony kontynentalne stanowią znaczną część wszystkich torfowisk półkuli północnej. Połączenie krótko- i długoterminowego podejścia w jednym projekcie badawczym jest szczególnie pomocne w interpretacji danych eksperymentalnych. Badania eksperymentalne i paleoekologiczne pokazują wielokierunkowość zmian w torfowiskach w kontekście globalnym i lokalnym. Jednocześnie wyniki badań prowadzone w różnych miejscach świata pokazują ogromne znaczenie badań tych ekosystemów w skali lokalnej dla wiarygodnej ekstrapolacji odpowiedzi torfowisk na antropogeniczne globalne ocieplenie. Szeroko zakrojone interdyscyplinarne badania torfowisk dostarczają ważnych danych na temat bilansu węgla oraz emisji gazów cieplarnianych oraz szczegółowych danych na temat przemian sieci troficznych. Torfowiska jako najważniejsze lądowe zbiorniki węgla organicznego przechodzą obecnie przez punkt krytyczny w związku z kryzysem klimatycznych, dlatego wiedza o nich jest kluczowa dla efektywnej ochrony klimatu.

**Słowa kluczowe:** mokradła, torfowiska, węgiel, klimat, GHG, torf

## **Charakterystyka wybranych elementów bilansu cieplnego pola uprawnego, powierzchni bagiennej oraz obszaru zurbanizowanego**

Mariusz Siedlecki, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

Celem pracy jest porównanie wyników pomiarów elementów bilansu cieplnego (bilansu radiacyjnego, strumienia turbulencyjnego ciepła utajonego i strumienia turbulencyjnego ciepła jawnego) w różnych typach powierzchni czynnej. Do realizacji celów badawczych wykorzystano wieloletnie pomiary wykonane metodą kowariancji wirów w obszarze bagiennym (Biebrzański Park Narodowy), w warunkach pola uprawnego (stanowisko pomiarowe w miejscowości Annosław, ok 60km od Łodzi) a także w obszarach zurbanizowanych (Łódź).

Charakterystyka przebiegu dobowego bilansu radiacyjnego ( $Q^*$ ) pokazała zbliżone wartości na wszystkich stanowiskach pomiarowych. W okresie letnim wartości mediany dla pomiarów wykonanych godzinach południowych (10.00-14.00) zawierały się w przedziale 400-500  $Wm^{-2}$ . Natomiast dynamika strumienia ciepła utajonego ( $Q_e$ ) oraz ciepła jawnego ( $Q_h$ ) cechowała się większą zmiennością. Najwyższymi wartościami  $Q_e$  charakteryzowało się środowisko bagienne. Gęsta roślinność a także wysokie uwilgotnienie podłoża powodowały, że straty ciepła na parowanie (wartość mediany) w miesiącach czerwiec, lipiec i sierpień w godzinach południowych osiągnęły poziom 250  $Wm^{-2}$  podczas gdy w przypadku pola uprawnego zawierały się w przedziale 150-240  $Wm^{-2}$ . Warto podkreślić, że w przypadku warunków pola uprawnego wartości strumienia ciepła parowania charakteryzują się dużą zmiennością sezonową powodowaną wegetacją oraz na skutek prac polowych. W przypadku strumienia ciepła jawnego ( $Q_h$ ) najwyższymi wartościami cechowały się tereny zurbanizowane. W miesiącach letnich wartości mediany wyznaczonej dla pomiarów z godzin południowych zawierały się w przedziale 140-160  $Wm^{-2}$  podczas gdy w obszarach bagiennych jak i na stacji w Annosławiu wartości te osiągały poziom 80-100  $Wm^{-2}$ .

**Słowa kluczowe:** metoda kowariancji wirów, bilans cieplny powierzchni czynnej, klimat miasta, obszary bagienne, klimat pola uprawnego

Praca finansowana ze środków Narodowego Centrum Nauki jako projekt UMO-2020/37/B/ST10/01219 realizowany w latach 2021-2024 oraz ze środków Uniwersytetu Łódzkiego (projekt IDUB, decyzja nr 57/2021).

## **Relacje między usłonecznieniem, temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi w aspekcie współczesnych zmian klimatu (na przykładzie krakowskiej serii pomiarów)**

Katarzyna Piotrowicz, Dorota Matuszko, Robert Twardosz

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński

Zmiany klimatu i ich wpływ na środowisko, w tym konieczność wprowadzania działań adaptacyjnych i mitygujących, stanowią współcześnie duże wyzwanie w wielu dziedzinach życia i działalności człowieka. Tendencje zmian różnych elementów klimatu, w tym przede wszystkim temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są już dość dobrze poznane, natomiast zdecydowanie mniej wiadomo na temat relacji i sprzężeń zwrotnych w systemie klimatycznym między usłonecznieniem, temperaturą i sumami opadów. Celem pracy jest charakterystyka tendencji zmian usłonecznienia, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w przebiegu rocznym i wieloletnim oraz określenie relacji między nimi.

W badaniach wykorzystano krakowską serię dobowych pomiarów usłonecznienia, temperatury i opadów z lat 1884-2023. Dobowe wartości łącznie analizowanych elementów pozwoliły odpowiedzieć na szereg pytań, m.in. jak obserwowane zmiany wartości usłonecznienia wpływają na przebieg temperatury powietrza i jaki jest związek tych dwóch elementów z opadami, ich natężeniem, rozkładem rocznym i długością okresów bezopadowych, a w konsekwencji z występowaniem susz i powodzi błyskawicznych. Stwierdzono znaczący wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza minimalnej, we wszystkich miesiącach roku (0,2-0,3°C/10 lat), spadek usłonecznienia w styczniu (-0,8 h/10 lat) i wrześniu (-2,4 h/10 lat) oraz wzrost sumy opadów w styczniu (0,8 mm/10 lat), przy braku tendencji zmian tego elementu w roku (0,02 mm/10 lat). Można zatem wysnuć wniosek, że za ocieplenie w Krakowie nie odpowiada wzrost dopływu promieniowania słonecznego, a wzrost temperatury powietrza nie miał wpływu na zmiany sum rocznych opadów lecz tylko na wzrost sumy miesięcznej w styczniu, co można wiązać ze zmianą struktury opadów (mniej opadów śniegu).

**Słowa kluczowe:** usłonecznienie, temperatura powietrza, opady atmosferyczne, tendencje zmian, zmiany klimatu

Referat przygotowany w ramach realizacji programu ID.UJ na Wydziale Geografii i Geologii UJ w 2024 r. (Działanie 5; U1U/W23/NO/03.70)

## **Zmienność zawartości pary wodnej w troposferze a zagrożenie zjawiskiem suszy w Europie Środkowej**

Agnieszka Wypych

Uniwersytet Jagielloński w Krakowie

Zawartość pary wodnej w troposferze, ściśle związana z temperaturą powietrza, odgrywa kluczową rolę w różnych procesach w systemie ocean-atmosfera. Obecne trendy globalnego ocieplenia skutkują około 6-7% wzrostem zdolności absorpcji pary wodnej na każdy 1K wzrostu temperatury. W konsekwencji, w regionach, w których zachodzi stałe dostarczanie pary wodnej, tj. nad oceanami, jednoczesny wzrost temperatury wzmacnia procesy parowania, co prowadzi do wzrostu wilgotności właściwej powietrza. Natomiast nad lądem, szczególnie na obszarach o klimacie kontynentalnym, charakteryzującym się ograniczonymi możliwościami parowania i gdzie cyrkulacja atmosferyczna służy jako główne źródło wilgoci, obserwuje się spadek wilgotności względnej. To zmniejszenie przyczynia się do zwiększonego deficytu wilgotności, zwiększając w konsekwencji ryzyko suszy.

Celem pracy jest ocena roli zmienności zawartości pary wodnej w troposferze na ryzyko występowania suszy meteorologicznej w Europie Środkowej.

Analizie poddana zostanie zmienność zawartości pary wodnej w troposferze do poziomu barycznego 700 hPa (różne jej charakterystyki) w okresie historycznym 1961-2023 oraz projekcje zmian do 2100 r. Za podstawę badania posłużą dane przestrzenne z bazy ERA5 oraz dwa scenariusze zmian, tj. SSP2-4.5 oraz SSP5-8.5 wg projekcji CMIP6.

Ryzyko suszy zostanie ocenione przy użyciu informacji o deficycie wilgoci, a także jego wpływu na poszczególne wskaźniki suszy.

Wstępne wyniki wyraźnie potwierdzają rosnące ryzyko deficytu wilgoci w XXI wieku spowodowane wzrostem zdolności absorpcji pary wodnej wynikającym ze wzrostu temperatury i braku dodatkowych źródeł wilgoci, szczególnie w Europie Środkowej.

**Słowa kluczowe:** para wodna, troposfera, zmiana klimatu, Europa Środkowa

## **Wieloletnie zmiany wskaźników wilgotnościowych w Polsce w latach 1966-2020**

Ewelina Krawczyk

Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych

W celu detekcji zmian warunków wilgotnościowych w Polsce, dokonano analizy wieloletnich zmian parametrów statystycznych i trendów dla maksymalnej i aktualnej prężności pary wodnej oraz niedosytu wilgotności. Wykorzystane dane pochodziły z bazy danych publicznych IMGW-PIB i obejmowały wartości wilgotności względnej, temperatury powietrza oraz ciśnienia powietrza na poziomie stacji z godziny 12 w latach 1966-2020. W ocenie trendów i istotności statystycznej zmian wykorzystano test Mann-Kendalla oraz wskaźnik nachylenia Theil-Sena. Znaczący wzrost zaobserwowano dla maksymalnej prężności pary wodnej, szczególnie zaznacza się on w półroczu ciepłym i potwierdza istotne ocieplenie klimatu w tym okresie. Zaobserwowane zmiany aktualnej prężności pary wodnej są mniej intensywne oraz nieistotne statystycznie. Jednocześnie wzrost maksymalnej prężności pary wodnej i niewielkie zmiany aktualnej prężności pary wodnej przyczyniły się do wyraźnego i istotnego statystycznie wzrostu niedosytu wilgotności. Zgodnie z obserwacjami maksymalnej prężności pary wodnej, również w przypadku niedosytu wilgotności największy wzrost obserwowany był wiosną i latem. Obserwowane trendy, szczególnie w przypadku maksymalnej prężności pary wodnej i niedosytu wilgotności, mogą znacząco wpływać na obieg wody w środowisku – szczególnie w zakresie intensywności parowania oraz zawartości pary wodnej powodującej osiągnięcie stanu nasycenia. W rezultacie zmianom ulegać mogą również częstość i intensywność opadów. Trendy warunków wilgotnościowych sprzyjają wzrostowi intensywności incydentów opadowych przy mniejszej ich częstości, a także występowaniu dłuższych i częstszych okresów bezopadowych.

**Słowa kluczowe:** wilgotność powietrza, prężność pary wodnej, niedosyt wilgotności, stan nasycenia, Polska, zmiany klimatu

## **Konsekwencje ekstremalnych susz w środowisku leśnym w latach 1991-2020**

Longina Chojnacka-Ożga, Wojciech Ożga

Instytut Nauk Leśnych, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie

W ostatnich dekadach obserwuje się nasilenie procesu zamierania drzew i rozpadu drzewostanów na obszarze całej Europy, w tym w różnych regionach Polski. Za jedną z ważniejszych przyczyn zwiększonej śmiertelności drzew przyjmuje się wzrost częstości i dotkliwości susz, spowodowany zmianą klimatu. W niniejszej pracy postanowiono określić wpływ ekstremalnych susz na proces zamierania drzew w Polsce. Badanie przeprowadzono w dwóch etapach: (i) określenie czasowej i przestrzennej zmienności występowania zjawiska suszy w okresie wegetacyjnym w latach 1991-2020; (ii) określenie konsekwencji susz na obszarach leśnych w skali kraju oraz wybranych Regionalnych Dyrekcji Lasów Państwowych.

W analizach wykorzystano dane meteorologiczne ze 102 stacji (z sieci IMGW-PIB oraz SGGW i IBL) oraz dane zawarte w bazie Systemu Informacyjnego Lasów Państwowych.

Do zobrazowania zachodzących zmian czasowych zastosowano wskaźnik hydrotermiczny Sielianiowa (HTC) w różnych wariantach czasowych (IV-X; V-IX; IV-VI; VII-VIII) oraz wskaźnik suszy leśnej (FAI). W analizach przestrzennych uwzględniono podział terytorialny Lasów Państwowych.

W latach 1991-2020 wartości wskaźnika HTC obliczane dla danego roku charakteryzowały się dużą zmiennością czasową i przestrzenną. Na obszarze całej Polski wystąpiły długoterminowe tendencje wzrostu suchości. W części zachodniej i środkowo-zachodniej kraju (RDLP Szczecin, Szczecinek, Zielona Góra, Poznań, Wrocław) zmiany HTC były istotne statystycznie dla każdego wariantu czasowego. W skali całego kraju największym tempem zmian cechowała się pierwsza część okresu wegetacji (IV-VI). Największe zmiany wartości wskaźnika HTC wystąpiły w południowo-zachodniej Polsce (RDLP Wrocław i Katowice) w okresie letnim. Na tym obszarze wystąpił również największy wzrost częstości występowania miesięcy suchych w porównaniu z poprzednim okresem trzydziestoletnim (o 50%). Wzrost wartości wskaźnika FAI wskazuje na stopniowe pogarszanie się warunków wilgotnościowych w ekosystemach leśnych.

Wpływ susz na ekosystemy leśne przeanalizowano w latach 1992, 2006, 2015, 2018, 2019, w których wystąpiły ekstremalne susze. Każda z tych susz skutkowałą wzrostem powierzchni drzewostanów uszkodzonych przez ten czynnik oraz w dalszym etapie wzmożonym wydzielaniem posuszu. W ostatniej dekadzie na terenie większości RDLP susza była głównym czynnikiem abiotycznym powodującym uszkodzenia bezpośrednie drzewostanów oraz pośrednie przez porażanie drzewostanów przez jemiolę i gradacje kornika. Największą powierzchnię drzewostanów uszkodzonych przez suszę stwierdzono na terenie RDLP Wrocław i Katowice. Wzrost częstości susz przyspieszył proces rozpadu drzewostanów na tym obszarze.

Największe zagrożenie trwałości drzewostanów związane z jemiolą występuje na terenie RDLP Poznań, Wrocław i Lublin

**Słowa kluczowe:** susza, współczynnik hydrotermiczny, posusz, las

## **Cyrkulacyjne uwarunkowania intensywnych opadów śniegu i zaniku pokrywy śnieżnej w Tatrach Polskich**

Wiktoria Dyszy

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Stacja Badań Śniegu i Lawin Hala Gąsienicowa

Opracowanie dotyczy synoptycznych uwarunkowań występowania intensywnych opadów śniegu i zaniku pokrywy śnieżnej w Tatrach w latach 1991-2020. Wykorzystano dane meteorologiczne z trzech stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego: Kasprowy Wierch, Dolina Pięciu Stawów, Hala Gąsienicowa. Na podstawie danych dobowych wysokości pokrywy śnieżnej wyznaczono dni z przyrostem i zanikiem pokrywy śnieżnej. Przyjęto kryterium dobowej zmiany miąższości pokrywy śnieżnej wynoszącej co najmniej 30 cm, które zastosowano do identyfikacji ekstremalnych opadów śniegu (58 przypadków) i intensywnego topnienia pokrywy śnieżnej (53 przypadki) na wszystkich trzech stacjach w badanym wieloleciu. Przeprowadzono analizę dynamiki pokrywy śnieżnej w przebiegu rocznym i wieloletnim. Trendy wieloletnie sumy przyrostów pokrywy śnieżnej dla Doliny Pięciu Stawów i Hali Gąsienicowej są ujemne. Na podstawie średnich dobowych wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza, pochodzących z reanaliz NCEP-NCAR (National Centers for Environmental Prediction, National Center for Atmospheric Research) wyróżniono cztery typy cyrkulacji sprzyjające tworzeniu się wysokich przyrostów pokrywy śnieżnej. Najwięcej ekstremalnych opadów śniegu występowało, gdy nad północno-wschodnim Atlantykiem formował się układ wyżowy, w dużej mierze blokujący zachodni przepływ mas powietrza, co umożliwiło napływ chłodnych mas z sektora północnego, powodujących ujemne anomalie temperatury powietrza na poziomie 850 hPa. Dla sytuacji intensywnego wytapiania pokrywy śnieżnej wyznaczono dwa typy cyrkulacji. Pierwszy z nich charakteryzował się występowaniem nad północno-wschodnią Europą słabego, lecz rozległego układu wyżowego, blokującego napływ chłodnych mas powietrza z północy, co umożliwiło napływ powietrza z południowego wschodu. Drugi typ cyrkulacji dotyczył sytuacji z zachodnim przepływem mas powietrza przy słabym, rozległym niżu islandzkim na północy Europy.

**Słowa kluczowe:** przyrost pokrywy śnieżnej, opad śniegu, zanik pokrywy śnieżnej, Tatry



## **Zmienność reżimu termiczno-lodowego wybranych rzek Przymorza w aspekcie zachodzących zmian klimatu**

Jan Tadeusz Łukaszewicz

Zakład Turystyki i Rekreacji, Katedra Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Turystyki, Instytut Geografii, Uniwersytet Pomorski w Słupsku, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk

Badania wykazały wyraźny wpływ zmienności fazowości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na wzrost temperatury powietrza, w chłodnym półroczu roku hydrologicznego. Przekłada się to bezpośrednio na wzrost temperatury wód i stopniowy zanik zjawisk lub wyraźny spadek czasu trwania zlodzenia rzek. Uzyskane wyniki wykazały także wyraźne zmiany przestrzenne charakteru przebiegu zlodzenia, szczególnie widoczne pomiędzy ciekami charakteryzującymi się reżimem niwalno słabo-wykształconym, a reżimem niwalno średnio-wykształconym. W pracy analizowano dane z dwóch rzek Przymorza, Łupawy i Parsęty zróżnicowanych pod względem reżimu ręcznego. Analiza danych wykonana przy wykorzystaniu metody widmowej Fouriera wykazała silną cykliczność wahań temperatur powietrza i przebiegu zjawisk lodowych. Poprzez dekompozycję szeregu czasowego na kilka podstawowych funkcji trygonometrycznych o zróżnicowanej okresowości, udało się zidentyfikować i wydzielić cykle o różnych długościach widma. Z wygładzonego periodogramu do postaci widmowej wynika, że najwyższa gęstość, w przypadku obu zmiennych przypada w zakresie częstotliwości 0,008-0,009, co odpowiada okresowi około 8-letniemu. Jest to najsilniej zarysowująca się okresowość w szeregu czasowym. W tym właśnie okresie obserwuje się wyraźny spadek temperatury powietrza, względem pozostałych sezonów jak i wzrost średniego czasu trwania zjawisk na rzekach. Pomimo silnie zarysowanej cykliczności termicznej sezonów zimowych jak i przebiegu zjawisk w tych sezonach, obserwuje się stały wyraźny trend spadku, średniego czasu trwania zjawisk jak i trend wzrostu temperatury w badanym wieloleciu (okres od 1951 do 2023 roku). Uzyskane wyniki świadczą o silnie zarysowanej cykliczności termicznej sezonów zimowych jak i przebiegu zjawisk, w tych sezonach. Pomimo pewnej stałej występowania okresów nadmiernie chłodnych i ekstremalnie chłodnych, odnotowano wyraźny wzrost okresów nadmiernie ciepłych który nastąpił po 1981 roku co wyraźnie zaburzyło stacjonarność szeregów czasowych. Zależność tą potwierdziły badania statystyczne (testy KPSS) i modele prognostyczne. Wyraźny wzrost anomalnych sezonów zimowych, przekraczających przedział wartości, w których  $t_{sr, wiel} mieści się w przedziale -0,5 SD \leq t_{sr, rocz} \leq +0,5 SD$  nastąpił w drugiej połowie lat 80-tych. Sytuacja ta jest spowodowana wzrostem występowania pozytywnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Wysokie wartości wskaźnika Jonesa wskazują na wzrost aktywności cyklonalnej i jej wpływ na obszar strefy brzegowej Bałtyku, szczególnie w ostatnim 30-leciu obserwacji, który odpowiada za rozwój oceanizmu klimatycznego, wpływającego na złagodzenie zimy. Sezony stają się coraz cieplejsze i wilgotniejsze co w bezpośredni sposób wpłynęło na zmianę reżimu termiczno lodowego rzek. Od drugiej połowy lat 80-tych następuje wyraźny spadek sezonów z pełnym cyklem zlodzenia, wyraźne skrócenie okresu zalegania pokrywy lodowej lub jej całkowity zanik.

**Słowa kluczowe:** zjawiska lodowe, rzeki, pokrywa lodowa, NAO, temperatura powietrza

## **Klimat Polski i jego zmiany w średniowieczu**

Rajmund Przybylak<sup>1,2</sup>; Piotr Oliński<sup>2,3</sup>; Marcin Koprowski<sup>2,4</sup>; Elżbieta Szychowska-Krąpiec<sup>5</sup>; Marek Krąpiec<sup>6</sup>; Radosław Puchałka<sup>2,4</sup>; Aleksandra Pospieszńska<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Katedra Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

<sup>2</sup>Centrum Badań Zmian Klimatu, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

<sup>3</sup>Katedra Historii Średniowiecza i Nauk Pomocniczych Historii, Instytut Historii i Archiwistyki, Wydział Nauk Historycznych, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

<sup>4</sup>Katedra Ekologii i Biogeografii, Wydział Nauk Biologicznych i Weterynaryjnych, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

<sup>5</sup>Katedra Analiz Środowiskowych, Kartografii i Geologii Gospodarczej, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków

<sup>6</sup>Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków

W artykule przedstawiono aktualny stan wiedzy na temat zmian klimatu w Polsce w pierwszej połowie ostatniego tysiąclecia (1001–1500). Wiedza ta jest wymagana do określenia istnienia, czasu trwania i skali średniowiecznego okresu ciepłego (MWP, zwanego także średniowieczną anomalią klimatyczną [MCA]). W tym celu wykorzystano wszystkie dostępne w literaturze przedmiotu ilościowe rekonstrukcje klimatu dla Polski oraz cztery nowe rekonstrukcje: trzy wykorzystujące nowe serie dendrochronologiczne oraz jedną wykorzystującą wszelkie dostępne (w tym nowe zebrane w ramach ostatnich kilku projektów badawczych) źródła historyczne opisujące warunki pogodowe. Wzrost drzew iglastych w Polsce nizinnej i wyżynnej jest uzależniony od temperatury panującej w porze chłodnej, szczególnie w lutym i marcu. Wszystkie dostępne rekonstrukcje oparte na danych dendrochronologicznych reprezentują tę porę roku. Natomiast do rekonstrukcji temperatury lata wykorzystano dane pośrednie zarówno biologiczne, jak i historyczne. Dane historyczne pozwalają jednak jedynie na rekonstrukcję tylko temperatury w XV wieku. Zmiany temperatury zimy lepiej i poprawniej reprezentują zmiany temperatury rocznej w Polsce niż powszechnie używane do tego celu, szczególnie w przypadku rekonstrukcji średniej rocznej temperatury powietrza w skali globalnej czy hemisferycznej, zmiany temperatury lata. Biorąc to pod uwagę stwierdzamy, że MWP występował w Polsce prawdopodobnie od końca XII wieku do pierwszej połowy XIV lub XV wieku. Wszystkie analizowane rekonstrukcje ilościowe sugerują, że temperatura powietrza w MWP w Polsce była zbliżona lub wyższa od jej wartości z lat 1951–2000. Najzimniejsze warunki w całym badanym okresie odnotowano w pierwszej połowie XI w. (zarówno zimą, jak i latem) oraz w drugiej połowie XV w. (tylko zimą). Największy kontynentalizm klimatu wystąpił w XV wieku. Znalaziono dobrą zgodność pomiędzy rekonstrukcjami klimatu Polski a wieloma rekonstrukcjami dostępnymi dla Europy.

**Słowa kluczowe:** Zmiany klimatu; Średniowieczny Okres Ciepły; dane historyczne; dane dendrochronologiczne; rekonstrukcje klimatyczne

Prace badawcze PO i RP zostały sfinansowane z grantów finansowanych przez Narodowe Centrum Nauki (Granty nr 2013/11/b/HS3/01458, 2020/37/B/ST10/00710). MK i RPu wykonali pracę w ramach grantu ufundowanego przez Narodowe Centrum Nauki (Grant nr 2020/37/B/ST10/00710), natomiast ESK i MKR uzyskali finansowanie z Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie nr. 16.16.140.315.

## **Wpływ temperatury otoczenia na proporcję płci przy urodzeniu w historycznych populacjach miejskich. Przykład miasta Poznania, 1848–1900**

Grażyna Liczbińska<sup>1</sup>, Szymon Antosik<sup>2</sup>, Marek Brabec<sup>3,4</sup>, Arkadiusz M. Tomczyk<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Instytut Biologii i Ewolucji Człowieka, Wydział Biologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>2</sup>Szkoła Doktorska Nauk Humanistycznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>3</sup>Department of Statistical Modelling, Institute of Computer Science, The Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic

<sup>4</sup>Department of Biostatistics, National Institute of Public Health, Prague, Czech Republic

<sup>5</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

W populacji ludzkiej wtórna proporcja płci, czyli proporcja liczby żywo urodzonych chłopców do dziewczynek, wynosi około 105–107 chłopców na 100 dziewczynek. Wskaźnik ten jest na tyle stały, że wszelkie istotne odchylenie od jego wartości można przypisać celowym działaniom, takim jak selektywna aborcja, selektywne ze względu na płeć dzieciobójstwo, niedostateczne raportowanie urodzeń lub inne czynniki, w tym czynniki środowiskowe. Badania pokazują, że wartość wskaźnika proporcji płci przy urodzeniu może być modyfikowana przez klęski żywiołowe, wojny, wstrząsy polityczne i społeczne, itp. Niekorzystne zdarzenia stresowe prowadzą do wydzielania hormonów stresu, które prowadzą u kobiet w ciąży do częstszej eliminacji słabszych płodów płci męskiej. W niniejszym badaniu sprawdzono, temperatura otoczenia w XIX-wiecznej przestrzeni miejskiej wpłynęła na wartość wskaźnika wtórnej proporcji płci. Wykorzystano 66009 agregatowych informacji o urodzeniach według płci w kolejnych miesiącach roku w latach 1847–1900: 33922 chłopców i 32087 dziewcząt. Materiał zebrano z parafialnych ksiąg urodzeń wybranych parafii poznańskich. Wyniki wskazują na istotny wpływ temperatury otoczenia w roku poczęcia na płeć potomstwa: im wyższa temperatura, tym mniejsze prawdopodobieństwo urodzenia dziewczynki i na odwrót – w wyższych temperaturach częściej rodzili się chłopcy. Nasze badania wskazują, iż w przeszłości temperatura otoczenia, podobnie jak stres psychiczny, głód, niedożywienie oraz czynniki społeczne i ekonomiczne, wpływała na przeżywalność płodu. Badania nad wpływem temperatury na proporcję płci w populacjach historycznych pozwalają na lepsze zrozumienie związku pomiędzy czynnikami środowiskowymi a reprodukcją.

**Słowa kluczowe:** wtórna proporcja płci, stresy środowiskowe, hormony stresu, reprodukcja, XIX wiek, populacje historyczne

## **Uwarunkowania demograficzne polskich miast a zmiany klimatu – ocena ryzyka**

Marek Degórski, Bożena Degórska

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

Wobec postępującego wzrostu temperatury powietrza mieszkańcy miast w coraz większym zakresie są narażeni na obniżanie jakości życia zwłaszcza podczas występowania fal upałów. Z wielu badań przeprowadzonych na świecie, jak i w Polsce, szczególnie w obszarach silnie zurbanizowanych wynika, że istnieje istotna statystycznie zależność pomiędzy występowaniem fal upałów a wzrostem śmiertelności ludności. Zjawisko to dotyczy głównie małe dzieci i osoby starsze oraz obciążone chorobami cywilizacyjnymi.

Wrażliwość miast jest jednak zróżnicowana, a jednym z ważnych czynników odróżniających jest struktura wiekowa ich mieszkańców. W związku z tym, jako cel prezentowanego opracowania postawiono ocenę demograficznej wrażliwości polskich miast na wysoką temperaturę powietrza, a zastosowaną miarą jest demograficzny wskaźnik ryzyka termicznego (DWRT). Wskaźnik ten, analogicznie do ryzyka powodziowego, pozwala określić udział procentowy ludności objętej największym zagrożeniem. W prezentowanej analizie uwzględniono następujące kategorie wiekowe: >65, >70, >75, >80 i >85 lat. Badaniem objęto wszystkie polskie miasta (987 wg stanu z 2022), także przy zastosowaniu podziału na kategorie według liczby ludności (<20 tys., 20-50 tys., 50-100 tys. i >100 tys.).

Wykazano, że w wymiarze społecznym na największe konsekwencje zmian klimatycznych w kontekście zagrożenia wysoką temperaturą powietrza narażone są duże ośrodki miejskie jak Warszawa, Kraków, Łódź, Lublin, ale również mniejsze miasta jak: Puławy, Drohiczyn, Dzierżoniów. Spośród analizowanych kategorii wiekowych wskaźnik DWRT75+ najbardziej różnicuje badane miasta pod względem ryzyka termicznego. Ta grupa wiekowa jest coraz większą populacją narażoną na negatywny wpływ klimatu nie tylko z powodu wzrostu zagrożenia wysokimi temperaturami powietrza, ale także w związku z wydłużającą się oczekiwaną długością życia. Rozpoznanie, a przede wszystkim zrozumienie problemu wrażliwości miast coraz częściej eksponowanych na ekstremalnie wysokie temperatury powietrza jest szczególnie ważne, ponieważ scenariusze zmian klimatu wskazują, że zagrożenie w kolejnych dziesięcioleciach XXI w. będzie narastało, a najbardziej nasili się w schyłkowym okresie XXI w. Jest to problem, który w znacznie szerszym zakresie niż obecnie musi być brany pod uwagę w procesie zarządzania i planowania przestrzennego, przez społeczność miasta, samorząd miejski i administrację, placówki służby zdrowia, ośrodki opiekuńcze, system edukacyjny oraz inne służby i instytucje, w tym odpowiedzialne za monitorowanie i ostrzeganie ludności o występujących zagrożeniach termicznych.

**Słowa kluczowe:** zmiany klimatu, wrażliwość miast, demograficzny wskaźnik ryzyka termicznego

## **Spontaniczne pożary węgla i hałdy pogórnice jako niedoceniany czynnik zmian klimatu**

Łukasz Kruszewski, Elwira Sienkiewicz, Jacek Stienss, Marta Wojewódka-Przybył

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; lkruszewski@twarda.pan.pl

Spontaniczne pożary węgla, wybuchające zarówno w środowisku naturalnym (np. liczne strefy w północnych Chinach; środkowy Tadżykistan; Burning Mountain, Australia; Smoking Hills, Kanada) jak i antropogenicznym (składowiska odpadów po górnictwie węgla – hałdy, np. na Górnym czy Dolnym Śląsku). Emisje CO<sub>2</sub> z samej w/w strefy w północnych Chinach mogą, według kalkulacji Stracher & Taylor (2004), stanowić aż 1% globalnych emisji tego gazu. Zapożarowane hałdy Górnego Śląska to istotne źródło nie tylko istotnych z punktu widzenia stanu atmosfery CO<sub>2</sub> i H<sub>2</sub>O – objętościowo głównych emitentów lokalnych pożarów – ale także rozmaitych związków o wysokiej toksyczności (np. dichlorometan, dichloroetany, tiofen, AsH<sub>3</sub>), czy wreszcie SF<sub>6</sub> – gazu o impakcie „greenhouse” nawet >35000 x większym niż CO<sub>2</sub> (np. Kruszewski i in. 2020; Kruszewski 2021).

W badaniach klimatycznych nierzadko używa się paleolimnologii. Z tego tytułu nasz zespół rozpoczął także badania geochemiczno-mineralogiczne jezior, celem odpowiedzi na pytanie: jaki – jak duży i jak daleki – jest wpływ hałd przemysłowych na hydrosferę w ich bezpośrednim otoczeniu. W ramach odpowiedzi na to pytanie pobrano rdzenie osadów jeziornych ze stawów Jadwiga i Brandka (Bytom), Ajska (Świętochłowice), Kościelniok (Pniówek) oraz ze stawu leśnego w Pszowie-Wrzosach.

**Słowa kluczowe:** pożary węgla, hałdy pogórnice, gazowy transfer masy, gazy spalinowe, emisje naturalne, Górny Śląsk

### Literatura

Kruszewski, Ł., (2021). Fossil Fuel Fires: A Forgotten Factor of Air Quality [Online First]; in: Air Quality [Working Title]. IntechOpen, DOI: 10.5772/intechopen.96294. Available from: <https://www.intechopen.com/online-first/fossil-fuel-fires-a-forgotten-factor-of-air-quality>; 23 pp. (February 18th 2021); <https://www.intechopen.com/online-first/fossil-fuel-fires-a-forgotten-factor-of-air-quality>

Kruszewski, Ł., Fabiańska, M.J., Segit, T., Kusy, D., Motyliński, R., Ciesielczuk, J., Deput, E., (2020), Carbon-nitrogen compounds, alcohols, mercaptans, monoterpenes, acetates, aldehydes, ketones, SF<sub>6</sub>, PH<sub>3</sub>, and other fire gases in coal-mining waste heaps of Upper Silesian Coal Basin (Poland) – a re-investigation by means of in-situ FTIR external database approach. *Sci. Total Env.*, 698, 134274, doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.134274

Stracher, G.B., Taylor, T.P., (2004), Coal fires burning out of control around the world: thermodynamic recipe for environmental catastrophe. *Int. J. Coal Geol.*, 58, 7–17.

## **Rola europejskich portów morskich w kształtowaniu jakości powietrza i powierzchniowej wody morskiej**

Martyna Malinowska, Anita Lewandowska

Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, martyna.malinowska@phdstud.ug.edu.pl

Emisja zanieczyszczeń z rejonów portowych związana z ruchem statków i codzienną aktywnością stanowi zagrożenie dla jakości wody morskiej i organizmów w niej bytujących oraz stanu jakości powietrza i zdrowia ludzi nim oddychających. Konieczność monitorowania stężeń substancji chemicznych, zwłaszcza toksycznych i niebezpiecznych, w obydwu tych środowiskach wydaje się zatem niezbędna. Celem niniejszych badań było ustalenie wielkości stężeń wybranych wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych (benzo(a)piren, fluoranten, piren, benzo(a)antracen, chryzen) oraz węgla elementarnego (EC) i organicznego (OC) w aerozolach czterech klas wielkości (PM1/PM2,5/PM10/PMTOT), jak również w mikrowarstwie powierzchniowej morza (SML) i wodzie powierzchniowej (SUB). Badania prowadzono na pokładzie R/V Oceanograf w okresie od 01.06.2023 do 13.07.2023, podczas rejsu SeaEU z Gdyni do Kadyksu. Próbkę pobrano w pięciu portach europejskich (Kilonia, Brest, Kadyks, Gdańsk, Gdynia). Aerozole PM1 i PM2,5 kolekcjonowano z wykorzystaniem próbnika Hydra Dual Sampler (FAI Instrument), a PM10 próbnikiem LVS-3 (Atmoservice). Próbkę PM TOT pobierano za pomocą systemu składającego się z pompy ssącej, gazomierza i uchwytu filtra. Przepływ powietrza wynosił w każdym przypadku 2,3 m<sup>3</sup>/h. Pomiary uzupełniono o charakterystykę sytuacji synoptycznej oraz trajektorie ruchu mas powietrza. Mikrowarstwę powierzchniową (SML) kolekcjonowano siatką Garretta, a wodę podpowierzchniową (SUB) pobierano wiaderkiem oceanograficznym. W próbkach wody oznaczono, poza objętością, temperaturę, zasolenie i pH. Wodę sączone następnie przez sączone kwarcowy QMA (Whatman), który mrożono do czasu analizy. Przed analizą chemiczną sączone liofilizowano. Stężenie wybranych WWA wyznaczono metodą chromatografii cieczowej (Dionex UltiMate 3000) z wykorzystaniem detektora fluorescencyjnego (Dionex RF 2000). Stężenie OC i EC oznaczono na analizatorze Sunset Laboratory Dual-Optical Carbonaceous Analyzer z wykorzystaniem protokołu EUSAAR2.

Uzyskane wyniki pozwoliły ustalić, że bez względu na lokalizację portu stężenia aerozoli oraz analizowanych związków węgla wzrastały ze wzrostem wielkości frakcji. Stężenie  $\sum$ 5WWA oraz OC i EC było zawsze wyższe w mikrowarstwie powierzchniowej morza niż w wodzie podpowierzchniowej. Najwyższe zanieczyszczenie wody powierzchniowej oraz aerozoli wybranymi WWA, jak również OC i EC ustalono w Porcie Gdynia. W tym samym porcie najwyższy był ładunek B(a)P wprowadzany z aerozolami do wody morskiej. Okres próbkowania w każdym z portów był krótki, jakkolwiek uzyskane wyniki wskazują na konieczność prowadzenia tego typu badań w dalszej perspektywie czasu. Pozwoliłoby to wnikliwą identyfikację źródeł pochodzenia zanieczyszczeń w miastach portowych oraz ograniczenie ich emisji do środowiska naturalnego.

**Słowa kluczowe:** europejskie porty morskie, aerozole, mikrowarstwa i woda podpowierzchniowa

## **Mechanizm przepływu halnego po polskiej stronie Tatr podczas inwersji termicznej w kotlinie Orawsko-Nowotarskiej**

Zofia Grajek

Szkoła Doktorska Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Zachowanie mas powietrza po stronie zawietrznej łańcucha górskiego jest jednym z najmniej zrozumiałych mechanizmów w dynamice przepływu mas powietrza. Głównym celem opracowania jest scharakteryzowanie mechanizmu przepływu halnego po stronie polskich Tatr podczas inwersji termicznej w kotlinie Orawsko-Nowotarskiej w latach 1995-2022. Przeprowadzone badania mają charakter wstępny, ze względu na złożoność podejmowanego zagadnienia. Do wyboru analizowanych przypadków wykorzystano dane o prędkości i kierunku wiatru oraz temperatury powietrza ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego na Kasprowym Wierchu i w Zakopanem. Do symulacji warunków meteorologicznych nad Tatrami zastosowano Weather Research and Forecasting Model (WRF). Wykonano obliczenia modelu w trzech zagnieżdżonych domenach o rozdzielczościach poziomych: 9 km, 3 km i 1 km dla 30 długotrwałych przypadków halnego podczas inwersji w kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Mechanizm przepływu halnego rozpatrywano przede wszystkim w przekroju pionowym przez południk 20°E na podstawie: składowej południkowej wiatru ( $v$ ), temperatury i wilgotności powietrza. Inwersja termiczna w kotlinie Orawsko-Nowotarskiej powoduje blokowanie spływających z gór mas powietrza, które przemieszczają się („ślizgają”) nad warstwą inwersyjną, co potwierdzają anomalie składowej południkowej wiatru, temperatury i wilgotności powietrza wykonane na podstawie reanaliz European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ERA5 hybrid-sigma). Silne halne są w stanie przeciwdziałać inwersji termicznej docierając do dna kotliny i powodują mieszanie się w niej mas powietrza. Symulacje pionowej składowej wiatru ( $w$ ) wskazują, że przepływ halnego po stronie zawietrznej Tatr jest związany z falą górską. Stwierdzono warunki blokujące przepływ powietrza przed Tatrami od strony słowackiej na wysokości 10 m nad powierzchnią terenu, co spowodowało, że masy powietrza przed zachodnimi Tatrami przemieszczały się na zachód, a przed wschodnimi Tatrami na wschód. Na poziomie izobarycznym 850 hPa nie stwierdzono już warunków blokujących przepływ powietrza przed Tatrami. Zaobserwowano wyraźnie większą skumulowaną sumę opadów i wielkość zachmurzenia po stronie dowietrznej Tatr podczas halnego.

**Słowa kluczowe:** przepływ fenu, inwersja termiczna, symulacje numeryczne, model WRF, Tatry

## **Dni z optymalnymi warunkami pogodowymi do uprawiania narciarstwa w regionach górskich Polski**

Katarzyna Wrona

Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński

Pogoda jest czynnikiem warunkującym w istotny sposób działalność człowieka, szczególnie w branży turystycznej. W przypadku narciarstwa, zwłaszcza zjazdowego, jego silne uzależnienie od pogody znajduje potwierdzenie w literaturze przedmiotu i w wypowiedziach gestorów stacji narciarskich. Oczywistym jest, iż istnieją pewne warunki brzegowe odnośnie możliwości jazdy na nartach – najważniejszy z nich to obecność pokrywy śnieżnej, naturalnej bądź sztucznej. Jednak samo występowanie pokrywy śnieżnej na stoku nie gwarantuje dobrego dnia narciarskiego. Preferencje pogodowe turystów istotnie warunkują funkcjonowanie branży narciarskiej. Wg szacunków Berghammer i Schumdego (2014), podczas dni pogodowo optymalnych do uprawiania narciarstwa zysk ośrodka narciarskiego może być nawet dwukrotnie wyższy niż podczas pozostałych dni, stąd badania dotyczące tej kwestii mają istotny walor aplikacyjny. Celem niniejszego opracowania jest ustalenie liczby dni optymalnych do uprawiania narciarstwa zjazdowego na podstawie danych z wybranych stacji meteorologicznych położonych najbliżej ważnych polskich ośrodków narciarskich. Analizie poddana zostanie zarówno średnia liczba optymalnych pogodowo dni w każdej miejscowości, jak również zmienność ich liczby w ciągu ostatniego 30-lecia. Zaprezentowane wyniki pozwolą na pogłębienie zrozumienia powiązań między czynnikami pogodowymi i klimatycznymi a branżą narciarską w Polsce.

**Słowa kluczowe:** pogoda, klimat, góry, narciarstwo, Polska



## **Wpływ zmian klimatycznych na ruch turystyczny w obszarach górskich (na przykładzie: Parku Narodowego Gór Stołowych)**

Mateusz Rogowski

Katedra Turystyki i Rekreacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Postępujące zmiany klimatyczne wpływają na każdy aspekt życia społecznego. Nie bez znaczenia jest też wpływ na ruch turystyczny, w szczególności w obszarach cennych przyrodniczo. Jak wykazały wcześniejsze badania, zmiany klimatyczne mają bezpośredni lub pośredni wpływ na zmienność ruchu turystycznego np. dla Parku Narodowego Gór Skalistych wskazano 10-14% wzrost ruchu turystycznego podczas cieplejszej pogody (Scott 2003). W podobnym tonie, niniejsze badanie ma za zadanie próbę określenia i zrozumienia zmian klimatycznych jakie mogą mieć wpływ na zmiany zachodzące w ruchu turystycznym dla Parku Narodowego Gór Stołowych. W badaniu wykorzystano codzienne dane wejściowe na Szczeliniec Wielki z lat 2015-2023 pozyskane z funkcjonującego Systemu Monitoringu Ruchu Turystycznego (Rogowski 2020), które zestawiono z danymi meteorologicznymi IMGW z tego samego okresu obejmując: maksymalną, minimalną i przeciętną dzienną temperaturę, opady, liczbę godzin słonecznych, pokrywę śnieżną i świeży śnieg. Analizy statystyczne wykonano z wykorzystaniem Drzewa Regresji Wspomaganej (Boosted Regression Tree, BRT) oraz korelacji Rang Spearman'a. Wstępne wyniki wykazują najsilniejszy wpływ przeciętnej temperatury dziennej i pokrywy śnieżnej, w szczególności dla okresu jesieni i zimy. Uzupełniająca całość tej analizy korelacja liniowa pokazuje że w kolejnych latach wzmacnia się pozytywna zależność pomiędzy przeciętną temperaturą dnia a liczbą odwiedzających jesienią, a także ujemna zależność między pokrywą śnieżną a liczbą odwiedzających w zimie. W dalszych badaniach planuje się uwzględnienia innych czynników, gdyż wiadomym jest że wykazane zmiany są jednym z wielu czynników wpływających na ruch turystyczny.

**Słowa kluczowe:** ruch turystyczny, zmiany klimatu, Park Narodowy Gór Stołowych

Literatura:

Rogowski, M., (2020), Monitoring System of tourist traffic (MSTT) for tourists monitoring in mid-mountain national park, SW Poland, *Journal of Mountain Science* 17(8):2035-2047

Scott, D., (2003), Climate change and tourism and the mountain regions of North America. In *Proceedings of the first international conference on climate change and tourism*, 9–11 April. Djerba, Tunisia: World Tourism Organization

## **Zmiana klimatu jako podstawa do podejmowania działań partycypacyjnych w edukacji klimatycznej**

Anna Bobińska

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

W obliczu narastających wyzwań związanych ze zmianą klimatu, konieczne staje się wdrożenie skutecznych strategii edukacyjnych, które zwiększą świadomość i zaangażowanie społeczne. Celem referatu jest analiza potencjału działań partycypacyjnych jako fundamentu dla edukacji klimatycznej. Partycypacyjne podejście obejmujące aktywne uczestnictwo uczniów, nauczycieli i społeczności lokalnych, może skutecznie promować zrozumienie skomplikowanych procesów klimatycznych oraz stymulować proekologiczne postawy i działania. Przeanalizowane zostaną różne modele edukacyjne, które wykorzystują współpracę międzysektorową, interdyscyplinarność i innowacyjne metody kształcenia. Na podstawie przeglądu literatury oraz studiów przypadku wykazano, że edukacja partycypacyjna nie tylko podnosi świadomość dotyczącą klimatu, ale również wzmacnia kompetencje obywatelskie, co jest kluczowe dla budowania zrównoważonej przyszłości. Przedstawione wnioski podkreślają konieczność włączenia edukacji klimatycznej do programów nauczania oraz angażowania szerokiego spektrum interesariuszy w procesy edukacyjne, co przyczynia się do kreowania odpowiedzialnych i świadomych obywateli.

**Słowa kluczowe:** zmiana klimatu, partycypacja, edukacja klimatyczna

## **Zmiany klimatu jako wyzwanie dla Wspólnej Polityki Rolnej Unii Europejskiej 2023-2027 oraz działalności rolniczej – wybrane zagadnienia prawne**

Aneta Suchoń

Zakład Prawa Rolnego, Żywnościowego i Ochrony Środowiska, Wydział Prawa i Administracji, UAM

Degradacja środowiska naturalnego i zmiany klimatu stanowią zagrożenie dla każdego kraju i kontynentu. Według raportu Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu (IPCC) globalne ocieplenie coraz bardziej wpływa na strukturę opadów, morza, oceany i wiatry<sup>1</sup>. Co istotne, niesprzyjające zjawiska pogodowe powodują wysokie koszty i utrudnią we wszystkich państwach produkcję żywności<sup>2</sup>, która jest niezbędna dla życia każdego człowieka. Rosnące temperatury, występujące susze albo powodzie oraz zanieczyszczenie powietrza negatywnie oddziałują na uprawę i hodowlę oraz sytuację podmiotów w łańcuchach rolno-spożywczych, (od drobnych rolników po dużych producentów żywności). Zmiany klimatyczne wpływają również na stan gruntów rolnych. Są one narażone na pustynnienie z powodu suszy, erozji, zagęszczania, spadku zawartości materii organicznej, napowietrzania i utraty różnorodności biologicznej. Zmniejsza się również zdolność do magazynowania i obiegu węgla, składników odżywczych i wody. Rezolucja Parlamentu Europejskiego z 15 stycznia 2020 r. w sprawie Europejskiego Zielonego Ładu podkreśla znaczenie europejskiego rolnictwa i jego potencjał w zakresie działań związanych z klimatem, gospodarką o obiegu zamkniętym i zwiększeniem różnorodności biologicznej oraz do promowania zrównoważonego wykorzystywania surowców odnawialnych i ograniczenia emisji gazów cieplarnianych w rolnictwie i degradacji gleby. W sektorze rolnym konieczne są zatem praktyki rolnicze, które uwzględniają ochronę środowiska i wpływ zmian klimatu na produkcję rolną.

Celem działań Unii Europejskiej w zakresie przeciwdziałaniem zmian klimatu jest m.in. ograniczenie emisji gazów cieplarnianych netto o co najmniej 55% do 2030 r. w porównaniu z poziomem z 1990 r.<sup>3</sup>. Wśród środków przyczyniających się do redukcji emisji CO<sub>2</sub> i przeciwdziałaniu zmian klimatu jest m.in. rozwój energii odnawialnej, rolnictwo węglowe czy zalesianie gruntów rolnych. Od 1 stycznia 2023 roku obowiązują nowe reguły finansowania w ramach Wspólnej Polityki Rolnej 2023-2027. Zasady są zawarte w wielu aktach prawnych unijnych np. Rozporządzeniu Parlamentu Europejskiego i Rady (UE) 2021/2115 z dnia 2 grudnia 2021 r. ustanawiające przepisy dotyczące wsparcia planów strategicznych sporządzanych przez państwa członkowskie w ramach wspólnej polityki rolnej (planów strategicznych WPR) i finansowanych z Europejskiego Funduszu Rolniczego Gwarancji (EFRG) i z Europejskiego Funduszu Rolnego na rzecz Rozwoju Obszarów Wiejskich (EFRROW) (Dz. U. UE. L. z 2021 r. Nr 435, str. 1 z późn. zm.) czy polskich (np. Ustawa z dnia 8 lutego 2023 r. o Planie Strategicznym dla Wspólnej Polityki Rolnej na lata 2023-2027 (t.j. Dz. U. z 2024 r. poz. 261 z późn. zm.).

---

<sup>1</sup> AR6 Synthesis Report *Climate Change 2023*, <https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar6/> [dostęp: 13.07.2024].

<sup>2</sup> Komisja Europejska, *Europejski Zielony Ład*, [https://ec.europa.eu/info/strategy/priorities-2019-2024/european-green-deal\\_pl](https://ec.europa.eu/info/strategy/priorities-2019-2024/european-green-deal_pl), [dostęp: 13.08.2022].

<sup>3</sup> Np. Rozporządzenie Parlamentu Europejskiego i Rady (UE) 2021/1119 z dnia 30 czerwca 2021 r. w sprawie ustanowienia ram na potrzeby osiągnięcia neutralności klimatycznej i zmiany rozporządzeń (WE) nr 401/2009 i (UE) 2018/1999 (Europejskie prawo o klimacie); Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady (UE) 2023/1791 z dnia 13 września 2023 r. w sprawie efektywności energetycznej oraz zmieniająca rozporządzenie (UE) 2023/955.

Celem referatu będzie określenie jest czy i w jakim zakresie regulacje prawne zachęcają producentów rolnych do podejmowania działań w zakresie przeciwdziałania zmianom klimatu, w tym osiągnięcia neutralności klimatycznej i redukcji CO<sub>2</sub> w gospodarstwach rolnych w Polsce w ramach Wspólnej Polityki Rolnej Unii Europejskiej 2023-2027.

Z uwagi na szeroki temat i ograniczone ramy referatu rozważania na początku koncentrują się na wybranych zagadnieniach związanych z systemem płatności bezpośrednich, w szczególności określone zostaną obowiązki środowiskowe związane z podstawowym wsparciem dochodów do celów zrównoważoności. Potem na regulacjach rolnictwa węglowego w ramach ekoschematów. Płatności do rolnictwa węglowego i zarządzania składnikami odżywczymi są przyznawane, jeżeli rolnik: realizuje praktyki służące zwiększeniu sekwestracji węgla w glebie i poprawie zarządzania składnikami odżywczymi. Nastąpi nawiązanie do projektu Dyrektywy Parlamentu Europejskiego i Rady w sprawie monitorowania i odporności gleb (prawo o monitorowaniu gleb), COM/2023/416.

Następnie w ramach referatu zaprezentowane zostaną prawne aspekty zalesiania w świetle nowej WPR. Lasy oczyszczają powietrze, a ich znaczenie polega m.in. na długoterminowym magazynowaniu dużych ilości węgla. Rozważania odnoszą się do rozwoju zalesiania gruntów rolnych ze środków unijnych. Najnowsze rozporządzenie Ministra Rolnictwa i Rozwoju Wsi z dnia 17 kwietnia 2023 r. w sprawie szczegółowych warunków i szczegółowego trybu przyznawania i wypłaty pomocy finansowej w ramach wsparcia inwestycji leśnych lub zadrzewieniowych oraz w formie premii z tytułu zalesień, zadrzewień lub systemów rolno-leśnych w ramach Planu Strategicznego dla Wspólnej Polityki Rolnej na lata 2023-2027 (Dz. U. poz. 737 z późn. zm.), obejmuje to nie tylko zalesianie gruntów rolnych, tworzenie zadrzewień śródpolnych, zakładanie systemów rolno-leśnych, zwiększanie bioróżnorodności lasów prywatnych. Kolejna część artykułu dotyczyć będzie rozwoju energii odnawialnej. W Polsce występują regulacje zachęcające do aktywności w zakresie inwestycji OZE. Z uwagi na tematykę zaprezentowane zostaną wybrane programy finansowe z których mogą korzystać producenci rolni w latach 2023-2027 w ramach WPR.

Podsumowując, stwierdzić należy, że ustawodawca unijny i krajowy w ramach Wspólnej Polityki Rolnej 2023-2027 wprowadzają coraz szerszy katalog instrumentów zachęcających producentów rolnych do podejmowania działań w zakresie przeciwdziałania zmianom klimatu, w tym osiągnięcia neutralności klimatycznej i redukcji CO<sub>2</sub> w gospodarstwach rolnych.

**Słowa kluczowe:** Wspólna Polityka Rolna, działalność rolnicza, zmiany klimatu, systemem płatności bezpośrednich, energia odnawialna, rolnictwo węglowe, zalesianie gruntów rolnych

## **Analiza i porównanie postaw aktywistów i struktur zarządzania młodzieżowymi strajkami klimatycznymi**

Julia Anusiak, Maria Bartkowiak, Wojciech Stangierski

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Kwestia zmian klimatu stanowi jedno z najważniejszych wyzwań współczesnego świata, zagrażając ekosystemom, bioróżnorodności i zdrowiu społeczeństw ludzkich w skali globalnej. W ostatnich latach młodzieżowe strajki klimatyczne i ruch Fridays For Future (FFF) zyskały na znaczeniu jako istotne formy aktywizmu społecznego, mobilizujące przede wszystkim młode pokolenia do walki o przyszłość planety. Niniejszy artykuł podejmuje analizę struktur organizacyjnych młodzieżowych strajków klimatycznych w Warszawie i Sztokholmie, koncentrując się na różnicach i podobieństwach w ich funkcjonowaniu wewnątrzorganizacyjnym, współpracy międzyorganizacyjnej, dynamice organizacyjnej i strategiach mobilizacyjnych. Badanie składa się z trzech części: analizy przeprowadzonej przy użyciu algorytmu Google Trends dla wybranych słów kluczowych związanych ze strajkami młodzieżowymi, ankiety CAWI oraz wywiadów pogłębionych przeprowadzonych z członkami organizacji działających w stolicach Polski i Szwecji. Artykuł ma na celu zwiększenie świadomości i edukacji w zakresie działań na rzecz klimatu, a także rozpowszechnienie wyników badań dotyczących wewnętrznego funkcjonowania organizacji ruchu klimatycznego w środowisku akademickim.

**Słowa kluczowe:** aktywizm, edukacja klimatyczna, zmiany klimatu, młodzież, organizacja i zarządzanie

## **Możliwości zastosowanie narzędzi AI w meteorologii i klimatologii – wybrane przykłady**

Agnieszka Krzyżewska

Katedra Hydrologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku UMCS

Ostatnie lata przyniosły znaczący postęp w rozwoju narzędzi sztucznej inteligencji (AI), zwłaszcza dużych modeli językowych (LLM), takich jak np. ChatGPT (OpenAI), Gemini (Google) i Copilot (Microsoft). Pomimo ograniczeń, zastosowanie tych narzędzi w różnych dziedzinach życia, w tym w badaniach naukowych, znacznie się zwiększyło.

W niniejszej pracy oceniono użyteczność poszczególnych narzędzi AI w meteorologii i klimatologii, stosując standardy etyczne wymagane w publikacjach naukowych. Oceniane narzędzia obejmują wersje ChatGPT 3.5 i 4.0, Gemini (Google), Copilot (Microsoft), Perplexity i systemy oparte na GPT, takie jak DataAnalyst, Consensus, ScholarGPT i Academic Assistant Pro. Narzędzia AI miały za zadanie: odpowiadać na zapytania dotyczące zmian klimatu w Polsce, identyfikować kluczowe prace badawcze na temat wilgotnych fal upałów, klasyfikować typy chmur, tworzyć mapę klimatyczną z dostarczonych danych, porównywać dwie mapy klimatyczne oraz uzyskać dane archiwalne z wykresu w postaci graficznej. Każda grupa narzędzi dostała identyczne dane wejściowe (zapytania, dane, zdjęcia), a ich odpowiedzi oceniono w skali 0-10 lub 0-5, w zależności od zadania. Badania trwały od maja 2023 r. do września 2024 r.

Wyniki różniły się znacząco. ChatGPT 3.5 wykazał dokładność odpowiedzi na poziomie 30-40% (temat: zmiany klimatu w Polsce). System Consensus najlepiej poradził sobie ze znalezieniem i podsumowaniem kluczowych prac na temat badań nad wilgotnymi falami upałów. ChatGPT 4.0 oraz Gemini okazały się skutecznymi narzędziami do klasyfikacji chmur. DataAnalyst poradził sobie z wygenerowaniem mapy klimatycznej, ale niektóre stacje były niedokładnie rozmieszczone. Podczas porównywania dwóch map klimatycznych wszystkie narzędzia odpowiedziały prawidłowo, a najdokładniejszy opis dostarczył Gemini (Google). Żadne narzędzie nie poradziło sobie w satysfakcjonujący sposób z odzyskaniem danych archiwalnych.

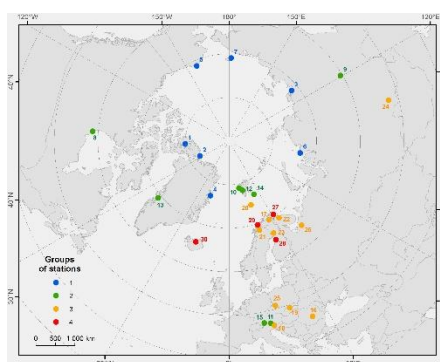
**Słowa kluczowe:** AI, sztuczna inteligencja, LLM, ChatGPT4.0, Gemini, Copilot, Consensus, Data Analyst

## Long term trends of freeze thaw cycles in the northern hemisphere and its consequences

Krzysztof Migala, Marek Kasprzak, Andrzej Traczyk, Małgorzata Wieczorek

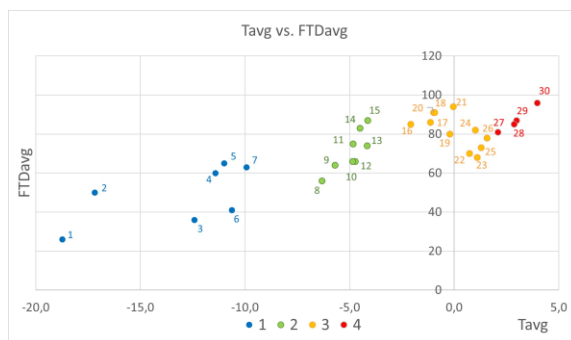
Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego

Analizie poddano liczbę dni z przymrozkami (daily freeze-thaw episodes FTD), liczbę dni mroźnych (ice days ID) oraz dni wolnych od mrozu (frost-free days (FFD) występujących wieloleciu 1971-2020. Wybrano 30 stacji reprezentujących klimat polarny i subarktyczny występujący w Ameryce Północnej, Azji, w europejskiej części Arktyki oraz piętra alpejskiego w wysokogórskich stacjach w Europie (fig.1).



Analiza skupień wykazała, że średnie roczne temperatury powietrza (Tavg) dzielą stacje na cztery grupy i wykazują silną korelację z FTD, ID and FFD (tab.1, Fig. 2).

group	Tavg		FTDavg		IDavg		FFDavg	
	mean	range	mean	range	mean	range	mean	range
I	<b>-13,04</b>	(-18.7- -9.9)	<b>48,7</b>	(26-65)	<b>252,9</b>	(237-284)	<b>63,4</b>	(31-89)
II	<b>-4,91</b>	(-6.3- -4.1)	<b>71,4</b>	(56-87)	<b>196,5</b>	(171-323)	<b>97,1</b>	(58-130)
III	<b>0,02</b>	(-2.1- 1.6)	<b>81,6</b>	(68-94)	<b>135,0</b>	(118-164)	<b>148,4</b>	(164-169)
IV	<b>2,97</b>	(2.1- 4.0)	<b>87,3</b>	(81-96)	<b>82,5</b>	(53-97)	<b>195,5</b>	(183-217)



Struktura udziału FTD, ID oraz FFD w skali roku jest mocno zróżnicowana, chociaż przeciętna liczba dni z przymrozkami wynosi 19,7% (od 7% dni w roku na stacji Eureka do 27% dni w roku Akureyri). W trzynastu stacjach odnotowano spadek częstości NFD w skali roku. W większości miejsc odnotowano wyraźny spadek NFD w sezonie letnim JJA lecz ich wzrost w sezonie wiosennym MAM, charakterystyczny nie tylko dla stacji najzimniejszych (grupa 1) ale zauważalny w 26 stacjach (87%). Wzrost FTD w sezonie jesiennym SON nastąpił w stacjach należących do grupy I i II (Tavg < -4,1°C)

natomiast w stacjach o średniej temperaturze powietrza  $T_{avg} > -4^{\circ}\text{C}$  ( $> -2,1^{\circ}\text{C}$ ) należących do grupy III i IV odnotowano spadek liczby dni z przymrozkami.

Na podstawie równań regresji oceniono, że wzrost  $T_{avg}$  w przedziale od  $+1^{\circ}\text{C}$  do  $+2^{\circ}\text{C}$  spowoduje wzrost liczby dni z przymrozkami (FTD) o 2-5 dni a liczba ta zwiększy się do 7-8 dni przy wzroście temperatury o  $+3^{\circ}\text{C}$ . Ocieplenie spowoduje nie tylko wzrost liczby cykli mrozowych ale także w sezonach zimowych więcej zdarzeń typu „rain on snow” oraz epizodów tworzenia się na powierzchni różnych form osadów lodowych (szreń, lodoszreń, gołoledź). W przypadku ID przy identycznym wzroście temperatury o  $1-2^{\circ}\text{C}$  można spodziewać się spadku liczby dni o 10-20 dni w skali roku a przy wzroście  $T_{avg}$  o  $+3^{\circ}\text{C}$  spadku o blisko jeden miesiąc przeciętnie (28 dni). Konsekwencją dalszego skracania liczby dni mroźnych będzie dłuższe i głębsze rozmarzanie permafrostu, wcześniejsza ablacja lodowców i sezonowej pokrywy śnieżnej, krótszy okres z zaleganiem śniegu i dłuższy sezon hydrologiczny. Ocieplenie o  $+1-2^{\circ}\text{C}$  spowoduje przeciętny wzrost liczby dni bezprzymrozkowych o 7-14 dni a rezultatem większego bo o  $+3^{\circ}\text{C}$  ocieplenia będzie wzrost FFD o 21 dni.

**Słowa kluczowe:** kriosfera, klimat polarny, cycle zamarzania, procesy mrozowe



## **Wpływ temperatur na wnętrza urbanistyczne**

Justyna Kobylarczyk<sup>1</sup>, Marta Cebulka<sup>2</sup>, Beata Baziak<sup>2</sup>, Marek Bodziony<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra Kształtowania Środowiska Mieszkaniowego, Wydział Architektury Politechniki Krakowskiej

<sup>2</sup> Katedra Geoinżynierii i Gospodarki Wodnej, Wydział Inżynierii Środowiska i Energetyki Politechniki Krakowskiej

Ocena wpływu uwarunkowań środowiskowych na rozwiązania urbanistyczne na podstawie pomiarów instrumentalnych. Podstawę badań stanowiły wyniki 10-minutowych pomiarów temperatury powietrza z okresu 21.03.2023-31.01.2024, które pozyskane zostały w punktach pomiarowych zlokalizowanych na elewacji (głównie ceglanej) obiektów Politechniki Krakowskiej, w tym o znaczeniu historycznym. Uwzględniono 12 punktów pomiarowych o różnej ekspozycji punktów pomiarowych – 11 punktów w których pomiaru dokonano na wysokości 2,2-2,5 m n.p.g., 1 – na wysokości 3,5 m n.p.g. Jako punkt referencyjny przyjęto posterunek meteorologiczny zlokalizowany na terenie Kampusu PK. Największa odległość od punktu pomiarowego od posterunku wyniosła 174,35 m. Przedmiotem badań było określenie wpływu m.in. dystansu między budynkami i zielenią, skalą wnętrza oraz obiektów architektonicznych, rodzaju materiałów budowlanych na uwarunkowania termiczne wnętrza urbanistycznego, natomiast celem było wskazanie jak wnętrza urbanistyczne wraz z obiektami architektonicznymi o różnej skali, różnej lokalizacji względem siebie i stron świata wpływa na uwarunkowania termiczne otoczenia. Oceniając warunki termiczne zamkniętego budynkami obszaru badań dostrzeżono znaczny wzrost temperatury powietrza wschodniej części budynku, bezpośrednio narażonej na nasłonecznienie od wschodu Słońca, pozbawionej oddziaływania roślinności wysokiej. Wykazano, że wówczas częstość wystąpienia temperatury maksymalnej wyniosła 65%, a najwyższa temperatura wówczas przekroczyła 65°C, co 2-krotnie przewyższa maksymalną temperaturę w klatce meteorologicznej. Miało to miejsce 16.07.2023 o godzina 12.30, podczas gdy w pozostałych stanowiskach pomiarowych temperatura ta nie przekroczyła 55°C, natomiast w 3 stanowiskach pomiarowych o ekspozycji północnej nie dostrzeżono wartości temperatury maksymalnej w całym obszarze badań.

**Słowa kluczowe:** mikroklimat, obiekty architektoniczne, maksymalna/minimalna temperatura powietrza, wnętrza urbanistyczne

## **Urban growth's implications on land surface temperature in a medium-sized European city based on LCZ classification**

Aleksandra Zwolska, Marek Półrończak, Leszek Kolendowicz

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

The study determined the influence of changes in land use and land cover (LULC) on land surface temperature (LST) over a 33-year period based on a medium-sized European city (Poznań, Poland). The LST was estimated from Landsat 5, 8 and Terra (MOD11A2v6) satellites. The local estimation of climate patterns was based on the Local Climate Zones (LCZ) classification utilised with the methodology proposed by the World Urban Database and Access Portal Tools (WUDAPT). Moreover, the Copernicus' imperviousness density product (IMD) was used. Between 2006 and 2018 the area with IMD of 41–100% increased by 6.95 km<sup>2</sup>, 0–20% decreased by 7.03 km<sup>2</sup>. The contribution of built-up LCZs increased by 7.4% (19.21 km<sup>2</sup>) between 1988 and 2021 reaching 13% (34 km<sup>2</sup>) within open mid-rise LCZ. Due to urbanisation and reforestation, low plants LCZ shrunk by 12.7%. For every 10% increase in IMD, LST increases by up to 0.14 °C. Between 1988 and 2021 the LST<sub>m</sub> in specific LCZs rose from 1.52 up to 2.97 °C. As per LST models LCZ change from natural to built-up led up to 1.19 °C LST rise. The increase of the LST<sub>m</sub> was registered even when the LCZ remained unchanged.

**Słowa kluczowe:** Landsat, Local Climate Zones, urban climate, surface urban heat island

## **Czasoprzestrzenna zmienność charakterystyk wysokich opadów półrocza letniego na obszarze Polski (lata 1986-2015)**

Alfred Stach

Zakład Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,  
e-mail: alfred.stach@amu.edu.pl

### **Wprowadzenie**

Trwające w Europie Środkowej i prognozowane na tym obszarze, zmiany klimatu dotyczą także reżimu opadów. Manifestują się one nie tyle w zmianach średnich rocznych sum opadów, co w wydłużaniu się okresów suszy i pojawianiu się rzadziej występujących, ale intensywniejszych opadów. Monitorowanie takich przemian wymaga pełnej wiedzy na temat ulewnych opadów z okresu ostatnich dziesięcioleci. Biorąc to pod uwagę, podjęto badania obejmujące kompleksowe analizy opadów ulewnych w Polsce pod kątem ich podstawowych charakterystyk a także rozkładu przestrzennego (Mikołajewski i in., 2024). Niniejsze opracowanie jest poszerzeniem owego programu badawczego. Stawiano sobie w nim następujące cele: po pierwsze, wykorzystując 30-letnią i starannie zweryfikowaną, cyfrową bazę danych opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej, skartowanie zmienności przestrzennej częstości występowania, wydajności i czasu trwania opadów ulewnych w Polsce i po drugie, identyfikacja trendów czasowo-przestrzennych wyżej wymienionych charakterystyk opadowych w trakcie analizowanego wielolecia.

### **Dane źródłowe**

W niniejszym opracowaniu wykorzystano zasoby krajowej bazy opadów projektu Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa). Zawiera ona dane z trzydziestoletnich zapisów (lata 1986-2015) opadów ze 100 deszczomierzy w Polsce. Do przygotowania bazy opadów PANDa wykorzystano zarówno dane analogowe (paski pluwiograficzne) poddane digitalizacji jak i rejestracje cyfrowe z deszczomierzy elektronicznych. Dane analogowe obejmowały przede wszystkim obserwacje z półrocza letniego (od maja do października), a dane cyfrowe z deszczomierzy elektronicznych – już zazwyczaj pełne zapisy roczne. Dane o opadach rejestrowane w bazie PANDa mają formę szeregów czasowych o standardowej rozdzielczości 1 minuty. Wszystkie one zostały starannie zweryfikowane, odnosząc je do alternatywnych zapisów opadowych i analizując ich strukturę z zastosowaniem metod badań multifrakalnych. Szczegółowe informacje dotyczące cyfrowej bazy opadowej PANDa i jej sposobów weryfikacji można znaleźć w pracach Burszta-Adamiak i in. (2019) oraz Wilk i in. (2020).

Opady ulewne zostały wyznaczone z szeregów czasowych bazy danych PANDa według kryteriów będących standardem stosowanym w Niemczech i Polsce, a wykorzystywanych do modelowania miejskich systemów odwodnieniowych. Jako próg całkowitej ilości opadów intensywnych przyjęto wartość 10 mm, a jako minimalny odstęp czasu między poszczególnymi opadami 4 godziny. Określono też minimalną wartość wysokości opadów równą 0,1 mm na 5 minut jako próg, tak aby dany interwał, ze względu na czas trwania i wydajność, był traktowany jako część zdarzenia opadowego. Według tak zdefiniowanych kryteriów zidentyfikowano w bazie PANDa 31 646 epizodów deszczy ulewnych, z czego po dodatkowej weryfikacji wybrano do dalszych analiz 31 625 (99,93%). W niniejszym opracowaniu wykorzystano informacje o 28 439 epizodach opadów ulewnych, które miały miejsce w półroczu letnim.

Szczegółowe o źródłowej bazie danych oraz charakterystykach statystycznych wyróżnionych opadów zawarte są w publikacji Mikołajewskiego i in. (2024). Opisane poniżej analizy wykonywano na całym zbiorze 30-letnich opadów ulewnych z półrocza letniego, jak i na jego dekadowych podzbiorach (lata 1986-1995, 1996-2005 i 2006-2015). Wydzielone opady scharakteryzowano poprzez: (1) częstość ich występowania (liczba przypadków na rok), (2) czas trwania w godzinach i (3) wydajność w mm warstwy wody. Pochodną czasu trwania opadu i jego wydajności była (4) średnia intensywność wyrażona w mm opadu na godzinę jego trwania.

### **Metodyka analiz**

Ocenę zmienności przestrzennej analizowanych parametrów wykonano za pomocą symulacji geostatystycznej (Goovaerts 1997, Remy i in. 2009).

Pierwszym etapem tych prac była określenie autokorelacji przestrzennej danych poprzez obliczenie semiwariancji empirycznych i dopasowanie do nich parametrycznego modelu. Wykorzystano do tego celu moduł RGeostats (MINES ParisTech / ARMINES 2022) działający w środowisku R. Wartości semiwariancji empirycznej były określane dla 13 odstępów po 12 km każdy, czyli do maksymalnej odległości 156 km pomiędzy poszczególnymi stanowiskami pomiarowymi.

Ze względu na stosunkowo niewielką liczbę uwzględnianych lokalizacji analiza autokorelacji nie mogła uwzględniać relacji kierunkowych, to jest potencjalnej anizotropii pól poszczególnych zmiennych. Stach (2015), wykazał na podstawie danych maksymalnych opadów dobowych z terenu Polski z poszczególnych miesięcy w 25 leciu, że w jedynie 6% przypadków ich pole nie wykazuje znaczącej anizotropii. W pozostałym okresie stwierdzono bardzo silną anizotropię, a jej charakter wykazywał silny związek przede wszystkim z warunkami cyrkulacyjnymi, ale także z układem, na terenie Polski, równoleżnikowych stref rzeźby terenu (od północy ku południowi: równiny nadmorskie / młode wysoczyzny morenowe / wysoczyzny staroglacjalne i wielkie doliny / wyżyny / góry). Brak jest jednakże danych do oceny jak relacje kierunkowe dla ekstremalnych opadów rejestrowanych w krótkich okresach mogą się manifestować w danych wieloletnich z półrocza letniego.

Przyjęte parametry obliczeń izotropowych semiwariancji kierunkowych (13 odstępów po 12 km) były kompromisem między potrzebą jak najdokładniejszego odzwierciedlenia autokorelacji na krótkim dystansie, a ograniczeniami wynikającymi z rozmiarów analizowanej próby i związaną z tym wiarygodnością uzyskanych wyników. Liczba par punktów dla pierwszych czterech odstępów wynosiła: 18, 29, 46 i 62, a dla kolejnych oscylowała w zakresie od 75 do 100. Wykonane semiwariogramy empiryczne jednoznacznie wskazywały na istnienie autokorelacji przestrzennej analizowanych zmiennych, ale jej ocena była mocno utrudniona ze względu na chaotyczny układ wartości semiwariancji dla sąsiednich odstępów. Z tego względu na wykresach chmury semiwariancji (Goovaerts 1997) zidentyfikowano najbardziej odstające punkty i je wyeliminowano (zamaskowano) z obliczeń. Okazało się, że odpowiadają za ich obecność dane tylko z dwóch lub trzech zawsze tych samych stanowisk. Efektem zamaskowania 2 lub 3% całości analizowanego zbioru było nie tylko uzyskanie bardziej klarownego obrazu reguł rozkładu przestrzennego, ale także bardzo znaczne obniżenie wariancji próby.

Do wykresów semiwariogramów empirycznych dopasowano metodą półautomatyczną (Desassis, Renard 2013) złożone modele składające się z kombinacji dwóch (sferyczna + sferyczna) lub trzech (nuggetowa + sferyczna + sferyczna) podstawowych dopuszczalnych funkcji.

Rozkład przestrzenny analizowanych parametrów uzyskano stosując metodę bezpośredniej symulacji sekwencyjnej (Soares 2001, Oz i in. 2003) zaimplementowaną w oprogramowaniu SGeMS (Remy i in. 2009). Użyto wersji 3 tego programu (SGeMS by ar2tech) dostępnej poprzez witrynę internetową Stanford Center for Earth Resources Forecasting (<https://scerf.stanford.edu/resources/software>).

Obliczenia wykonywano dla obszaru Polski z dodaniem 2 km buforu wokół granic państwa w siatce 5 na 5 km (13 106 węzłów siatki interpolacyjnej). Użyto zalecanego algorytmu prostego krigingu (SK, Simple Kriging), a lokalne sąsiedztwo (Search Ellipsoid) do obliczeń określono na 8 stacji (punktów danych) w promieniu maksymalnie 75 km. Średnią SK wyznaczono po usunięciu danych odstających. Lokalny warunkowy skumulowany rozkład prawdopodobieństwa wyznaczano metodą Soaresa (Remy i in. 2009) uwzględniając korektę biasu. Dolny ogon rozkładu danych ekstrapolowano modelem potęgowym podając minimum nieco niższe niż minimum w analizowanej próbie. Ekstrapolacja górnego ogona nie była ograniczona, ponieważ użyto modelu hiperbolicznego. Przyjęto domyślny parametr omega dla tych obliczeń wynoszący odpowiednio 3 dla modelu potęgowego i 0.333 dla hiperbolicznego. Dla każdej z analizowanych zmiennych wykonano 250 symulacji.

Wyniki symulacji były następnie przetworzone w SGeMS modułem POSTSIM (Remy i in. 2009). Dla każdej zmiennej i każdego węzła siatki interpolacyjnej policzono: średnią oczekiwaną (średnią z rozkładu), wariancję warunkową, szerokość przedziału międzykwartylowego, wartości zmiennej dla określonych percentyli skumulowanego rozkładu (0.01, 0.05, 0.10, 0.25, 0.5, 0.75, 0.90, 0.95 i 0.99), a także prawdopodobieństwa osiągnięcia wybranych wartości progowych zmiennej. W niniejszym opracowaniu zaprezentowane zostaną jedynie wybrane wyniki, a całość w osobnej publikacji.

Zasadnym byłoby też sprawdzenie, czy w analizowanym zbiorze opadów nawalnych występują jakieś trendy czasowe i czy mogły one mieć wpływ na zmienność ich rozkładów przestrzennych. Ponieważ zagadnienie, o którym tu wspomniano, jest w niniejszym opracowaniu, wątkiem pobocznym, to analizę zmienności czasowej przeprowadzono w maksymalnie uproszczony sposób. Bardziej wnikliwa ocena zostanie przeprowadzona w osobnym opracowaniu. Uproszczenie polegało na: (1) całkowitym pominięciu zmienności lokalnej i regionalnej poprzez zagregowanie wszystkich danych z obszaru Polski, i (2) ocenie zmienności czasowej jedynie dla 3 dekad (1986-1995; 1996-2005 i 2006-2015) analizowanego wielolecia. Do oceny istotności różnic zastosowano jednoczynnikową analizę wariancji (ANOVA) oraz testy porównań parami, jeśli wynik ANOVA dawał podstawy do odrzucenia hipotezy zerowej.

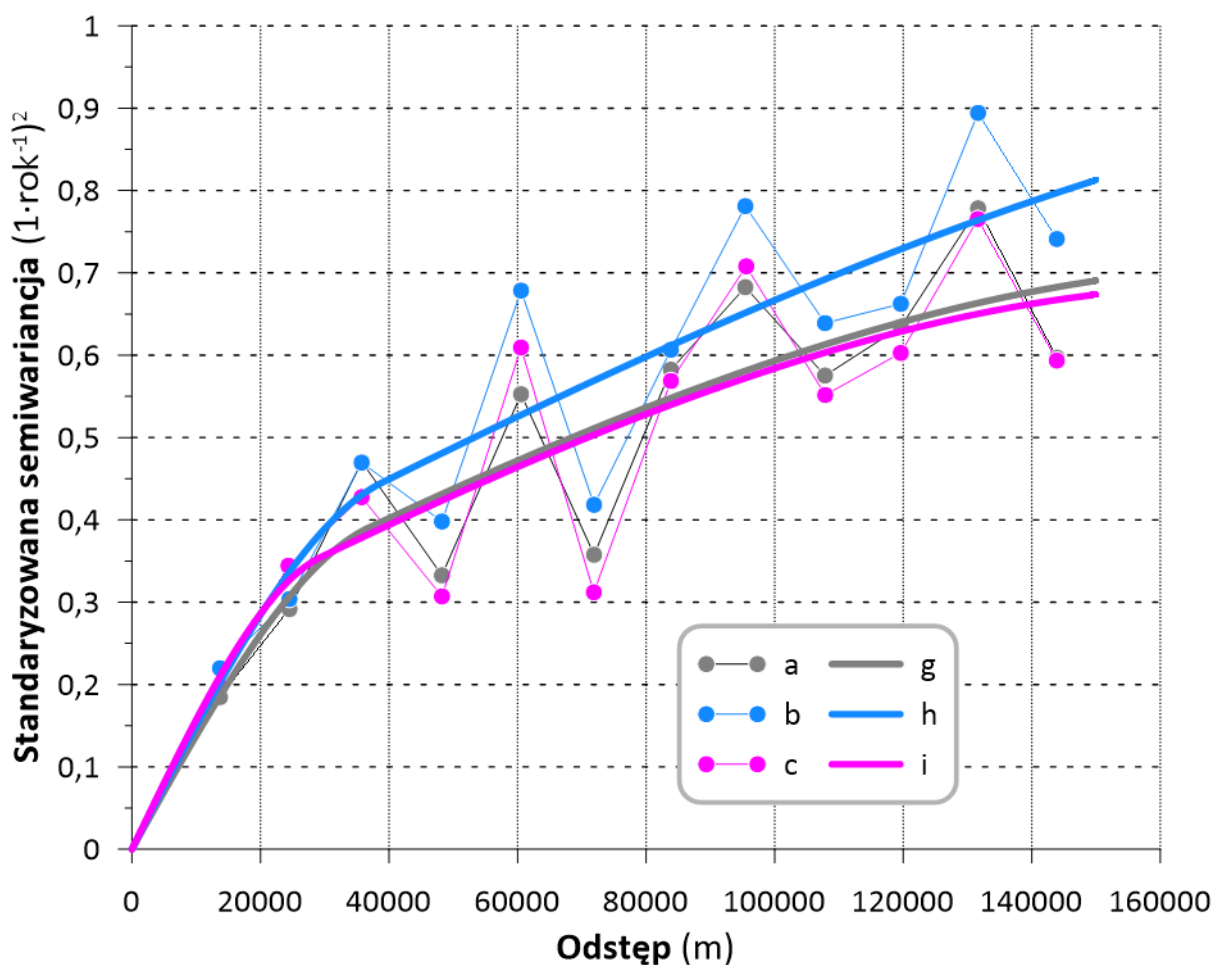
### **Wybrane, wstępne wyniki**

Analizowane zmienne, charakteryzujące na obszarze Polski reżim opadów nawalnych półrocza letniego, są ze sobą silnie skorelowane. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona pomiędzy średnią częstością opadów nawalnych, a ich średnim czasem trwania wynosi 0,960, pomiędzy częstością, a średnią sumą wynosi 0,977, a między czasem trwania, a sumą – 0,955. Bardziej szczegółowy ogląd wykresów rozrzutu wskazuje, jednakże, że relacje te są w istocie potęgowe, choć ich odchylenie linii prostej jest niewielkie (różnice wartości  $r$  Pearsona rzędu 0,003 – 0,013).

Silne korelacje parametrów letnich opadów nawalnych mają swoje odbicie w podobieństwie autokorelacji przestrzennej. Bezpośrednie porównanie możliwe było po dokonaniu standaryzacji wykresów semiwariancji empirycznych i dopasowanych do nich modeli (ryc. 1). Standaryzację przeprowadzono dzieląc wartości empiryczne i modelowe przez wariancję próby. Tak, jak wspomniano przy opisie metodyki, konieczne było najpierw zamaskowanie danych z trzech najbardziej odstających stanowisk. Były to stacje pogórskie leżące na przedpolu najwyższego w Polsce łańcucha górskiego – Tatr (Jabłonka położona na wysokości 614 m n.p.m. i Zakopane – 855 m n.p.m.), oraz stacja Hala Gąsienicowa (1523 m n.p.m.) położona w jego wnętrzu.

Prawidłowości rozkładu przestrzennego wszystkich trzech zmiennych uogólniono za pomocą kombinacji dwóch funkcji sferycznych. Warto zwrócić uwagę, że nie było potrzeby zastosowania modelu nuggetowego (tzw. efekt samorodka), co świadczy, że zarówno zmienność krótkodystansowa, jak i błędy

w danych były niewielkie. Zasięg pierwszej struktury (funkcji) sferycznej wynosił 34,6, 38,9 i 29,4 km odpowiednio dla częstości, czasu trwania i wysokości opadów nawałnych półrocza letniego. Druga struktura miała zasięg większy niż zakres obliczeń semiwariancji empirycznej, czyli 156 km. Został on oszacowany na odpowiednio na 214,0, 244,8 i 172,1 km. Interpretacja prawidłowości rozkładu przestrzennego analizowanych zmiennych powinna też uwzględniać udział poszczególnych struktur w ich całkowitej zmienności reprezentowanej przez wariancję próby. Pierwsza funkcja (struktura) sferyczna stanowi 29,2, 29,2 i 24,3%, a druga – 45,9, 64,7 i 44,1% zmienności odpowiednio częstości, czasu trwania i wysokości opadów nawałnych półrocza letniego. Świadczy to z jednej strony, że dominujący jest udział struktury długodystansowej, a z drugiej, że znaczący może być wpływ opadów o zasięgu większym niż 200 km, bo suma wariancji progowej pierwszej i drugiej struktury wynosi bowiem odpowiednio jedynie 75,1, 94,0 i 68,4% całej wariancji próby. Czas trwania opadów nawałnych wykazuje, bez żadnej wątpliwości, wyraźnie większą niż dwa pozostałe parametry, zmienność przestrzenną na dystansach powyżej 30 km.



Ryc. 1. Standaryzowane semiwariogramy empiryczne i ich modele po zamaskowaniu trzech najbardziej odstających stanowisk. Objasnienia: „a” i „g” – częstość występowania deszczy nawałnych półrocza letniego (1/rok), „b” i „h” – średni czas trwania deszczy nawałnych półrocza letniego, „c” i „i” – średnia wysokość (wydajność) deszczy nawałnych półrocza letniego (mm).

Wyniki analizy i modelowania autokorelacji przestrzennej częstości, czasu trwania i wysokości opadów nawałnych półrocza zimowego porównano z danymi opublikowanymi przez Stacha (2009). W opracowaniu tym przedstawione zostały prawidłowości rozkładu przestrzennego na obszarze Polski

maksymalnych opadów dobowych dla miesięcy i lat w 25 letnim okresie pomiarowym. Poziom szczegółowości był jednak znacznie większy, bo wykorzystano dane z ponad 2000 punktów pomiarowych. Analogie są jednak bardzo duże. Zidentyfikowane zasięgi autokorelacji nawiązują do tych określonych przez Stacha (2009) dla struktury 1 oraz 2/3. Podobna jest również obecność długodystansowych, to jest o zasięgu ponad 200 km, relacji pola opadów. Stach (2009) strukturę krótkodystansową o zasięgu od <10 do 40 km (śr. 15.5 km) interpretował jako efekt występowania opadów konwekcyjnych i orograficznych głównie z chmur typu Cumulonimbus. Silne opady frontalne charakteryzują się zaś zasięgiem autokorelacji rzędu od kilkudziesięciu do ponad 200 km. Takie zróżnicowanie wynika z ich anizotropii przestrzennej, a konkretny efekt numeryczny zależy od liczby i konfiguracji stanowisk objętych opadem. Agregacja danych indywidualnych opadów nawalnych dla całego sezonu prawdopodobnie wpływa na relatywny wzrost zasięgu zarówno czasu ich trwania, jak i wysokości.

Dane analizowanych zmiennych pochodzące z poszczególnych stanowisk pomiarowych oraz ustalone na ich podstawie modele autokorelacji przestrzennej zostały wykorzystane do oszacowania ich wartości w siatce kwadratowej 5 na 5 km (13 106 węzłów siatki). Ponieważ użyto do tego celu algorytm symulacji geostatystycznej (DSSIM, Soares 2001, Oz i in. 2003) dla każdego węzła siatki uzyskano nie jedną estymowaną wartość, ale pełen rozkład jej prawdopodobieństwa. W niniejszym opracowaniu wyniki te przedstawiono na mapach średniej oczekiwanej (ang. E-mean) oraz warunkowego odchylenia standardowego (ang. conditional SD = CSD, ryc. 2) częstości, czasu trwania i wysokości opadów nawalnych. Rozkłady średnich oczekiwanych symulowanych zmiennych były silnie prawoskośne, a rozkłady ich odchyłeń standardowych wręcz J-kształtne. Dlatego też na mapach (ryc. 2), celem polepszenia kontrastu, przedstawiono 98% zakresu zmienności średnich (1 - 99%), i 94% zakresu zmienności odchyłeń standardowych (1 - 95%). Pełen zakres zmienności dla E-mean wynosił odpowiednio od 5,8 do 21,7 1/rok, od 45,54 do 254,73 h i od 109,2 do 626,2 mm dla częstości, czasu trwania i wysokości analizowanych opadów nawalnych. Analogiczne przedziały zmienności warunkowego odchylenia standardowego mieściły się w zakresach od 0,01 do 3,68 1/rok, od 0,09 do 44,38 h i od 0,1 do 113,9 mm.

Określenie ogólnych prawidłowości podobieństw i różnic rozkładów przestrzennych analizowanych zmiennych w oparciu jedynie o mapy oszacowanych średnich oczekiwanych (ryc. 2) nie jest proste. Uwaga bowiem koncentruje się przede wszystkim na detalach poszczególnych map, a trudniej uchwycić ogólniejsze, regionalne, relacje. Z tego względu zdecydowano się dokonać standaryzacji wysymulowanych wartości i na ich podstawie stworzyć mapy różnicowe (ryc. 3). Wykonywana procedura była następująca: (1) obliczenie dla każdej siatki (13 106 węzłów) zawierającej średnie oczekiwane z 250 symulacji i dla każdego analizowanego parametru letnich opadów nawalnych wartości średniej i odchylenia standardowego, (2) standaryzacja wartości według formuły  $(x - \text{średnia}) / \text{odchylenie standardowe}$ , (3) stworzenie siatek różnicowych wartości standaryzowanych dla każdej pary zmiennych, (4) wykonanie map na podstawie siatek różnicowych (ryc. 3). Ponieważ duży rozrzut wartości różnic utrudniał dobrą ich wizualizację to dla polepszenia kontrastu na mapach zakres danych ograniczono do granic od -0,7 do +0,7 odchylenia standardowego (wartości niższe od dolnej granicy przedziału są przedstawione jednakową barwą i wartości wyższe od górnej są także reprezentowane jedną barwą). Pełny zakres zmienności był następujący: różnica zmiennych „częstość” i „czas trwania” od -1,57 do +1,56, różnica zmiennych „częstość” i „wysokość” od -3,31 do +0,41 oraz różnica zmiennych „czas trwania” i „wysokość” od -0,70 do +0,70. Ponadto, na podstawie przeciętnej wielkości odchylenia standardowego symulowanych wartości (ryc. 2), oceniono, że różnice rzędu  $\pm 0,15$  SD nie są najprawdopodobniej istotne statystycznie. Ten zakres wartości jest na mapach (ryc. 3) zaznaczony brakiem koloru.

Zmienność przestrzenna częstości, czasu trwania i wysokości nawalnych opadów półrocza ciepłego jest bardzo podobna. Współczynniki korelacji liniowej dla średnich oczekiwanych w węzłach siatki symulacyjnej wynosiły 0,971, 0,986 i 0,969 dla relacji częstość względem czasu trwania, częstość względem sumy i czas trwania względem sumy opadów.

Najniższe wartości (6-7 przypadków opadów nawalnych trwających 50-55 h o sumie rzędu 120-130 mm) tworzą wydłużoną strefę ciągnącą się od ujścia Odry przez obszar wokół dolnej Warty i Noteci obejmując w całości lub częściowo Pojezierze Wielkopolskie, Nizinę środkowomazowiecką, Nizinę Południowowielkopolską i Nizinę Śląską. Większość pozostałego terenu środkowej i północnej Polski charakteryzuje się nieco wyższymi i mało zróżnicowanymi wartościami analizowanych zmiennych (8-8,5 przypadku, 65-75 h i 155-165 mm). Jedynym wyjątkiem jest stosunkowo niewielki, ale zwarty fragment środkowego Pobrzeża od Koszalina (stacja nr 37) do Łeby (stacja nr 41) gdzie zarówno częstość, jak czas trwania i wydajność opadów nawalnych są wyraźnie wyższe (9-10 przypadków, 95-105 h i 175-195 mm) niż na pozostałym obszarze Niżu Polskiego.

Na progu wyżyn południowej Polski znajduje się wąska, licząca od 20 do 70 km, strefa silnego wzrostu analizowanych zmiennych. Od poziomu 7 przypadków na rok, 65 h czasu trwania i 140 mm sumy opadów następuje przyrost do wartości rzędu 9,6, 88 i 190. Na południe od tej granicy obszar częstych i wydajnych opadów nawalnych dzieli się na dwie części rozdzielone obniżeniem Bramy Morawskiej na granicy Polski i Czech. Na wschód i zachód opady nawalne półrocza ciepłego występują częściej niż 10 razy, trwają dłużej niż 90 h a ich suma przekracza 200 mm.

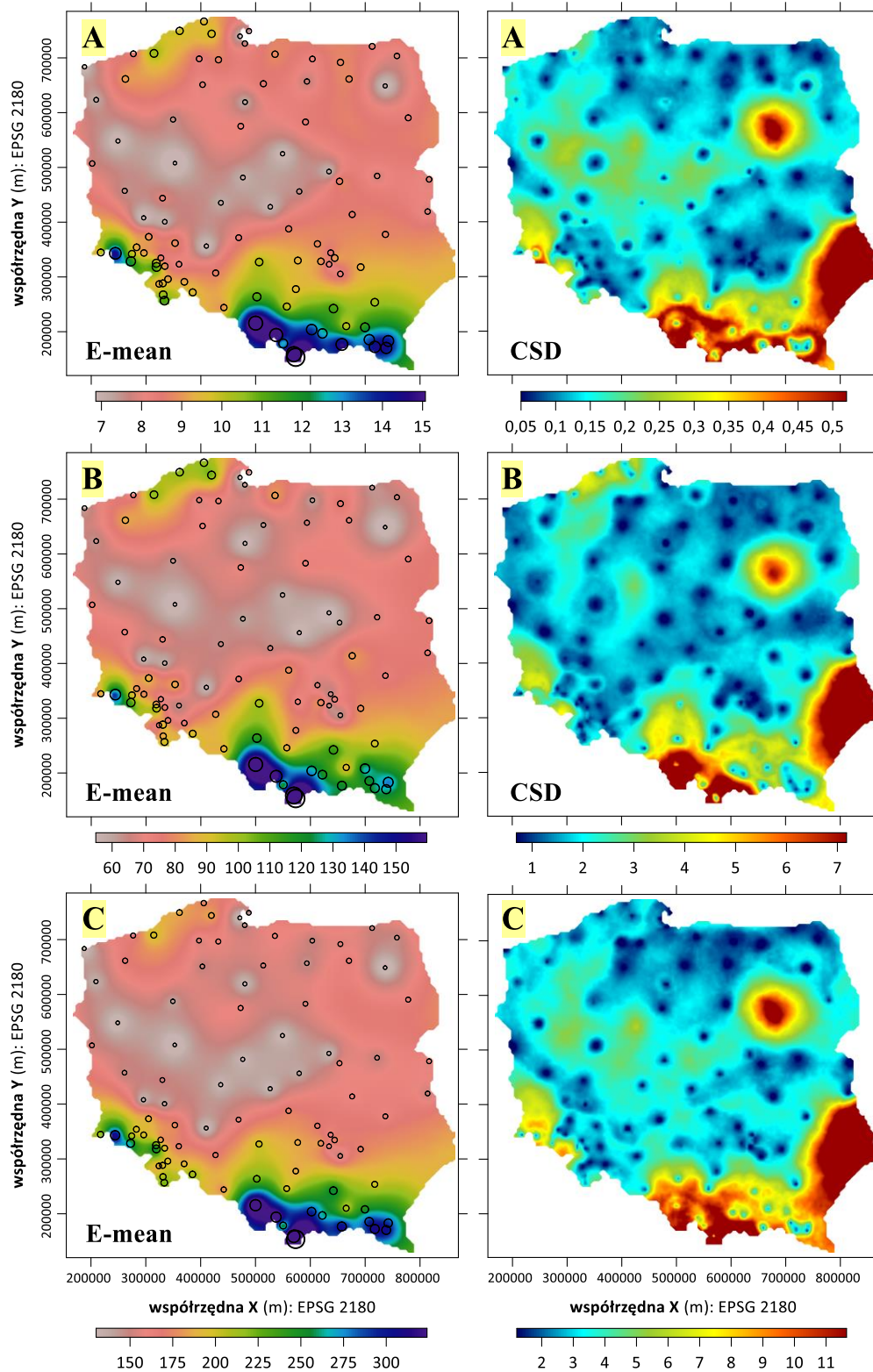
Zachodnia, znacznie mniejsza część obejmuje łańcuchy górskie pasma Sudetów i ich bezpośrednie przedpole. Najwyższe wartości występują tu na niewielkim obszarze przy granicy z Czechami obejmującym Góry Izerskie i Karkonosze, gdzie wartości analizowanych zmiennych są wyższe od 12 przypadków, 125 godzin i 265 mm.

Wschodnia, karpacka, część strefy częstych i wysokich opadów nawalnych jest znacznie większa i bardziej zróżnicowana. Maksymalne opady występują w zachodniej części Karpat Polskich tworząc dwie rozległe „wyspy” rozdzielone wąskim „przesmykiem”. Są to z jednej strony zachodnia część Beskidów Zachodnich i Pogórze Zachodniobeskidzkie, a z drugiej Tatry, Gorce i Pieniny wraz z rozdzielającymi je kotlinami. Obie strefy rozdzielają Działy Orawskie i Pogórze Orawskie. Na obszarach tych notowane jest więcej niż 15 przypadków deszczy nawalnych, trwających średnio ponad 160 godzin i dostarczających ponad 320 mm warstwy wody. Zdecydowanie wyróżniają się Tatry, gdzie te wartości są większe niż 17, 200 i 400. W centralnej i wschodniej części Polskich Karpat opady nawalne półrocza ciepłego występują już znacznie rzadziej, trwają krócej i mają mniejszą wydajność. Nieco podwyższone wartości stwierdzono w północno-zachodnim fragmencie pasma Bieszczadów na granicy z sąsiadującymi regionami.

Rozkłady przestrzenne wartości warunkowych odchyień standardowych analizowanych zmiennych są jeszcze bardziej podobne niż było to w przypadku średnich oczekiwanych (ryc. 2), bowiem współczynniki korelacji dla siatki symulacyjnej wynosiły 0,991, 0,991 i 0,979 dla relacji częstość względem czasu trwania, częstość względem sumy i czas trwania względem sumy opadów. Uzyskany obraz (ryc. 2), jest funkcją zarówno zróżnicowania analizowanej zmiennej w sąsiadujących ze sobą stanowiskach, jak ich zagęszczenia. Z tego względu CSD jest względnie niskie w tych regionach, gdzie punktów pomiarowych było relatywnie dużo i odległości między nimi są niższe niż przeciętnie dla całego obszaru Polski a jednocześnie notowane dla nich wartości zmiennych były zbliżone. Takie warunki spełnia znaczna część Niżu Polskiego i niektóre fragmenty wyżyn środkowej i południowej Polski. Szczególnie jest to widoczne nad dolną Wisłą i w północno-wschodniej części Polski przy granicy z Obwodem Kaliningradzkim (enklawa Federacji Rosyjskiej). Podobna sytuacja ma miejsce na północny-zachód od połączenia Wisły



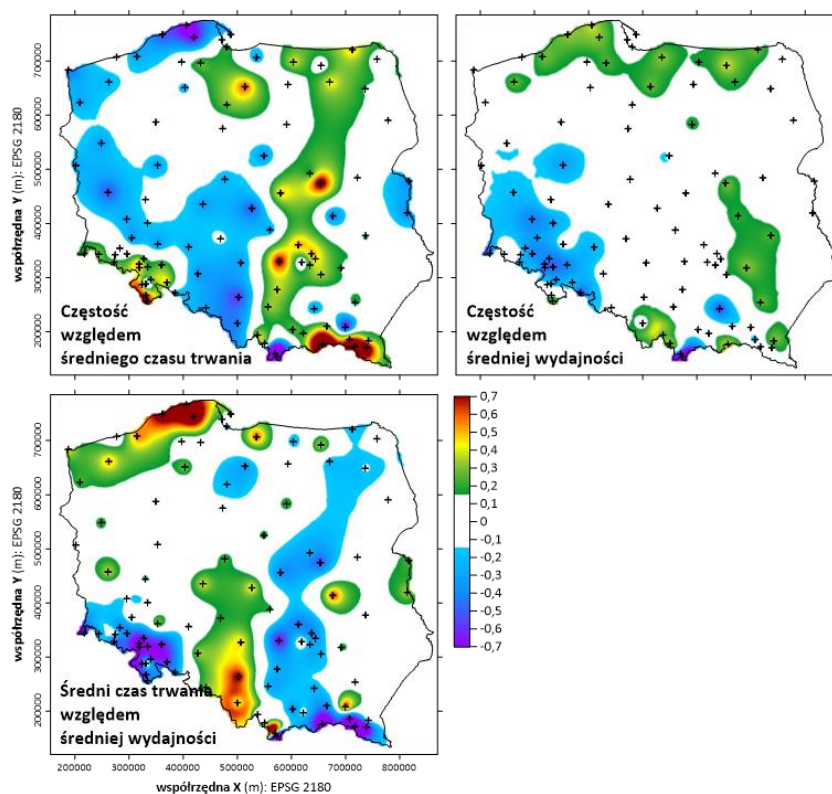
i Sanu w obrębie Wyżyn Kieleckiej i Przedborskiej oraz Wzniesień Południowomazowieckich a także nad górną i środkową Odrą (Nizina Śląska i Przedgórze Sudeckie).



Ryc. 2. Średnie oczekiwane (E-mean) i warunkowe odchylenia standardowe (CSD) z 250 symulacji wykonanych metodą bezpośredniej symulacji sekwencyjnej (DSSIM). Objasnienia: A – częstość występowania deszczy nawalnych półrocza letniego (1/rok), B – średni czas trwania deszczy nawalnych półrocza letniego (h), C – średnia wysokość (wydajność) deszczy nawalnych półrocza letniego (mm). Dla polepszenia kontrastu skala barw obejmuje albo zakres od 1 do 99% rozkładu zmiennej (E-mean), albo 1 – 95% rozkładu (CSD). Na mapach średnich oczekiwanych zaznaczono lokalizacje stanowisk pomiarowych, a średnica użytych do tego symboli jest proporcjonalna do wartości zmiennej.

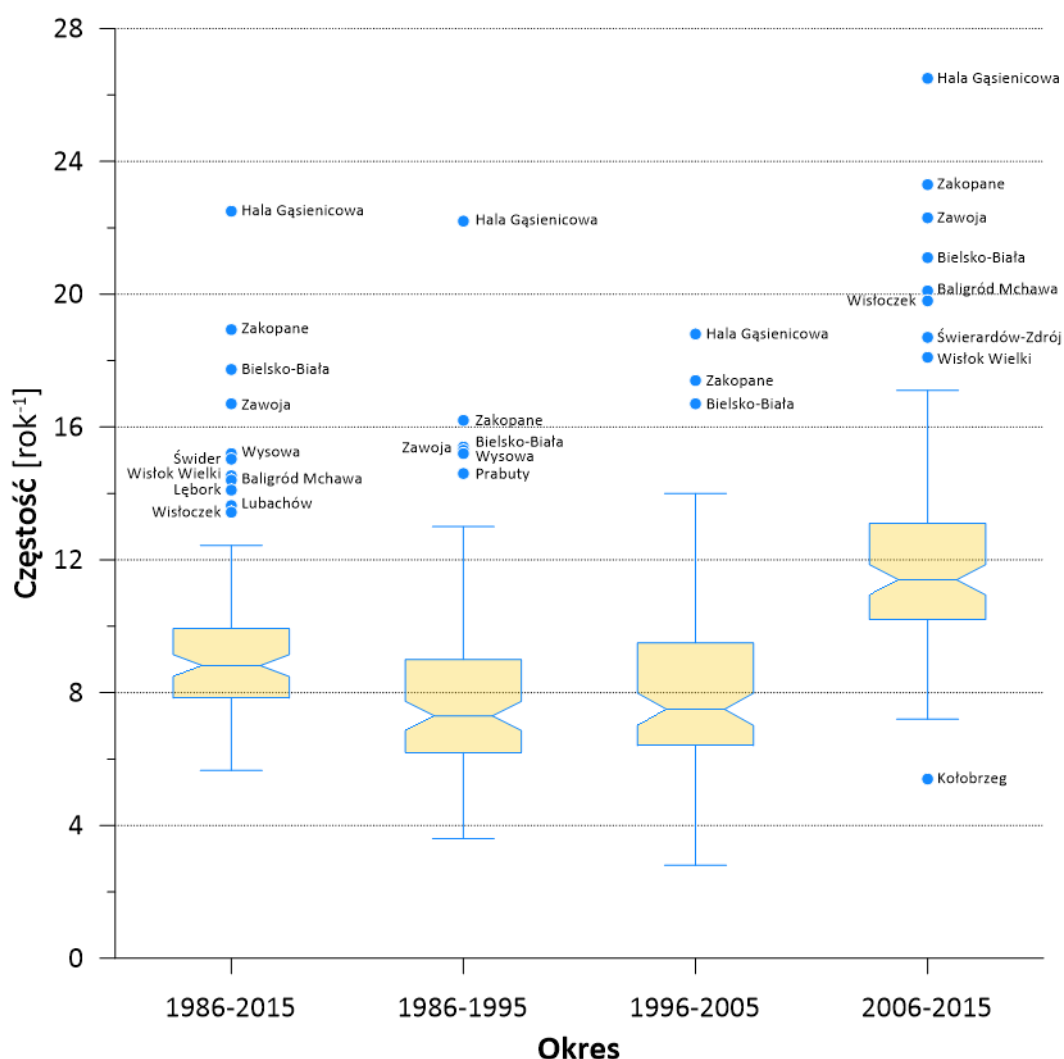
Maksymalne zaś wielkości CSD występują na obszarach, gdzie deszczomierzy nie było, a zróżnicowanie danych dla najbliższych stanowisk pomiarowych jest wysokie. Szczególnie duży obszar pozbawiony danych pomiarowych znajduje się w południowo-wschodniej części Polski przy granicy z Ukrainą. Podobną charakterystykę ma „plama” wysokich wartości CSD położona w północno-wschodniej Polsce we wschodniej części Niziny Północnomazowieckiej. Z kolei wysoka niepewność określenia wartości analizowanych zmiennych związana z ich dużym zróżnicowaniem na krótkich dystansach obejmuje obszary pogórskie i górskie Karpat, a zwłaszcza ich zachodnią część.

Rozkłady przestrzenne analizowanych zmiennych odzwierciedlają pasowy, równoleżnikowy układ głównych stref rzeźby Polski (pobrzeże bałtyckie, pojezierza powstałe w trakcie ostatniego zlodowacenia, pas wielkich dolin i nizin staroglacjalnych, oraz dwudzielną – Sudety i Karpaty – strefę wyżyn i gór) oraz dominujący wpływ cyrkulacji północno-zachodniej znad Atlantyku, Morza Północnego i Bałtyku (Kirschenstein, Baranowski 2005, Olechnowicz-Bobrowska 1970, Paszyński, Niedźwiedz 1999). Ich układ jest bardzo zbliżony całkowitych sum opadów z półrocza letniego (V-X) lub z lata (VI-VIII) i to niezależnie od analizowanego wielolecia (Lorenc 2005, Łupikasa Małarzewski 2021, Kirschenstein, Baranowski 2005, Olechnowicz-Bobrowska 1970) oraz mimo istnienia długookresowych trendów niektórych charakterystyk ekstremalnych opadów (Łupikasa 2010, Pińskwar i in. 2019). Świadczy to o istnieniu na terenie Polski względnie stabilnych, regionalnych, relacji w obrębie pola opadów. Stwarza to także możliwość, uzyskania bardziej szczegółowego obrazu rozkładu przestrzennego nawalnych opadów półrocza ciepłego poprzez wykorzystanie jako danych uzupełniających, bazy pomiarów sum dobowych wykonywanych w sieci stanowisk o rząd wielkości większej (1000-2000 punktów zamiast 100). Analiza taka będzie celem osobnego opracowania.

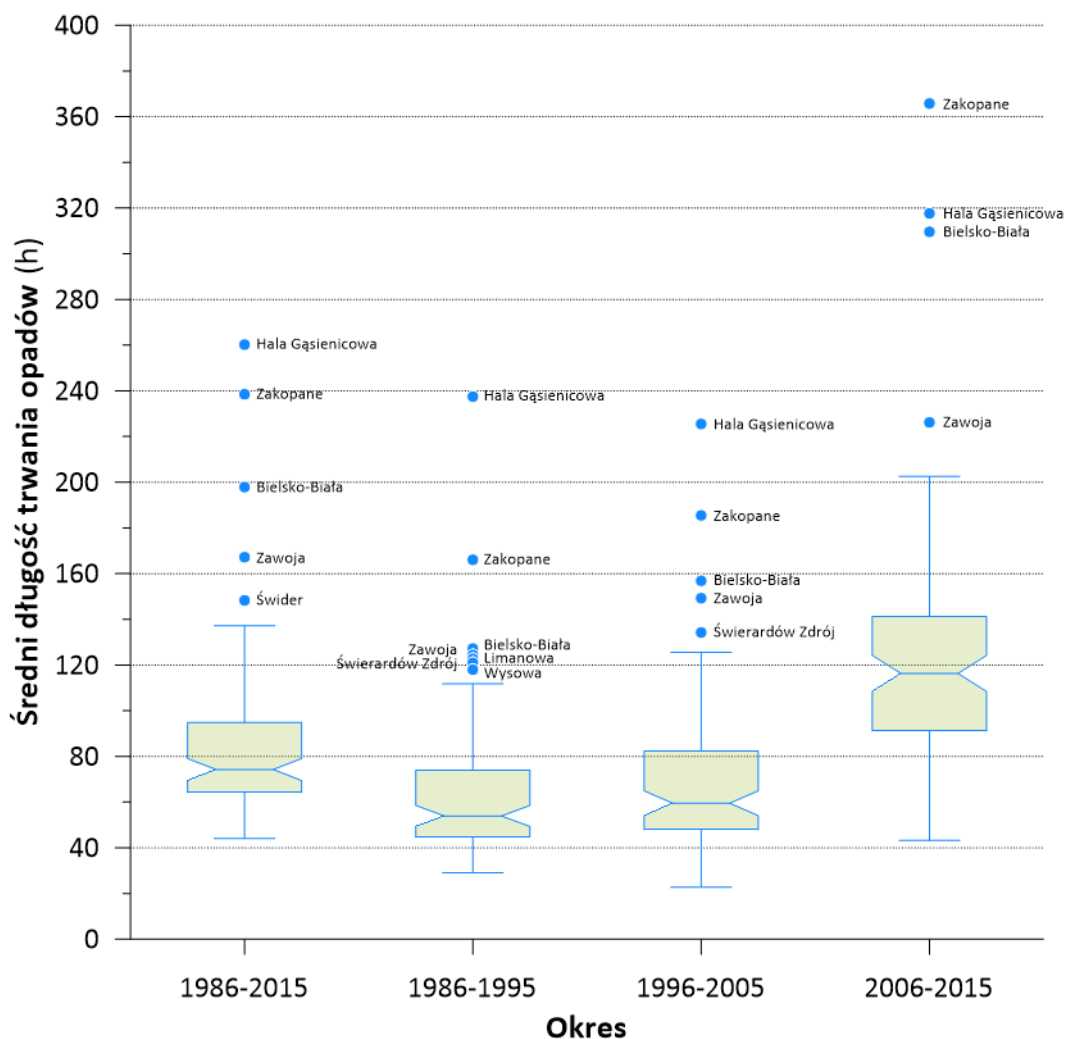


Ryc. 3. Różnice standaryzowanych rozkładów przestrzennych analizowanych zmiennych. Dla polepszenia kontrastu skalę barw zawężono do zakresu od -0.7 do +0.7. Różnice w przedziale  $\pm 0,15$  SD (brak koloru) uznano jako potencjalnie statystycznie nieistotne. Symbolami oznaczono lokalizacje stanowisk pomiarowych.

Różnice standaryzowanych rozkładów przestrzennych analizowanych zmiennych (ryc. 3) nie są bynajmniej losowe. Tworzą one często duże zwarte powierzchnie, świadcząc o występowaniu regionalnej specyfiki relacji między częstością, czasem trwania i wydajnością występujących w półroczu ciepłym opadów nawalnych. Niektóre z nich nawiązują do znanych od wielu lat prawidłowości reżimu opadów na terenie Polski (Lorenc 2005, Kirschenstein, Baranowski 2005, Olechnowicz-Bobrowska 1970, Paszyński, Niedźwiedź 1999), ale część nie ma prostego wyjaśnienia. Z tego względu prawidłowości te powinny zostać zweryfikowane na podstawie innych zbiorów danych. I tak nie budzą wątpliwości „anomalie” rozkładów przestrzennych analizowanych cech obejmujące na przykład obszar centralnej i wschodniej części pobrzeża bałtyckiego w obrębie regionów Pobrzeże Koszalińskie i graniczących z nim od południa. Opady nawalne występują tu relatywnie rzadziej, ale trwają dłużej. Odwrotne relacje dotyczą wschodniej części Sudetów i Karpat Polskich. Z kolei trudno jest na razie wyjaśnić istnienie strefy podwyższonej częstości i obniżonego czasu trwania opadów nawalnych przebiegającej przez całą Polskę z południa na północ od zachodniej części Karpat do granicy z Obwodem Kaliningradzkim.

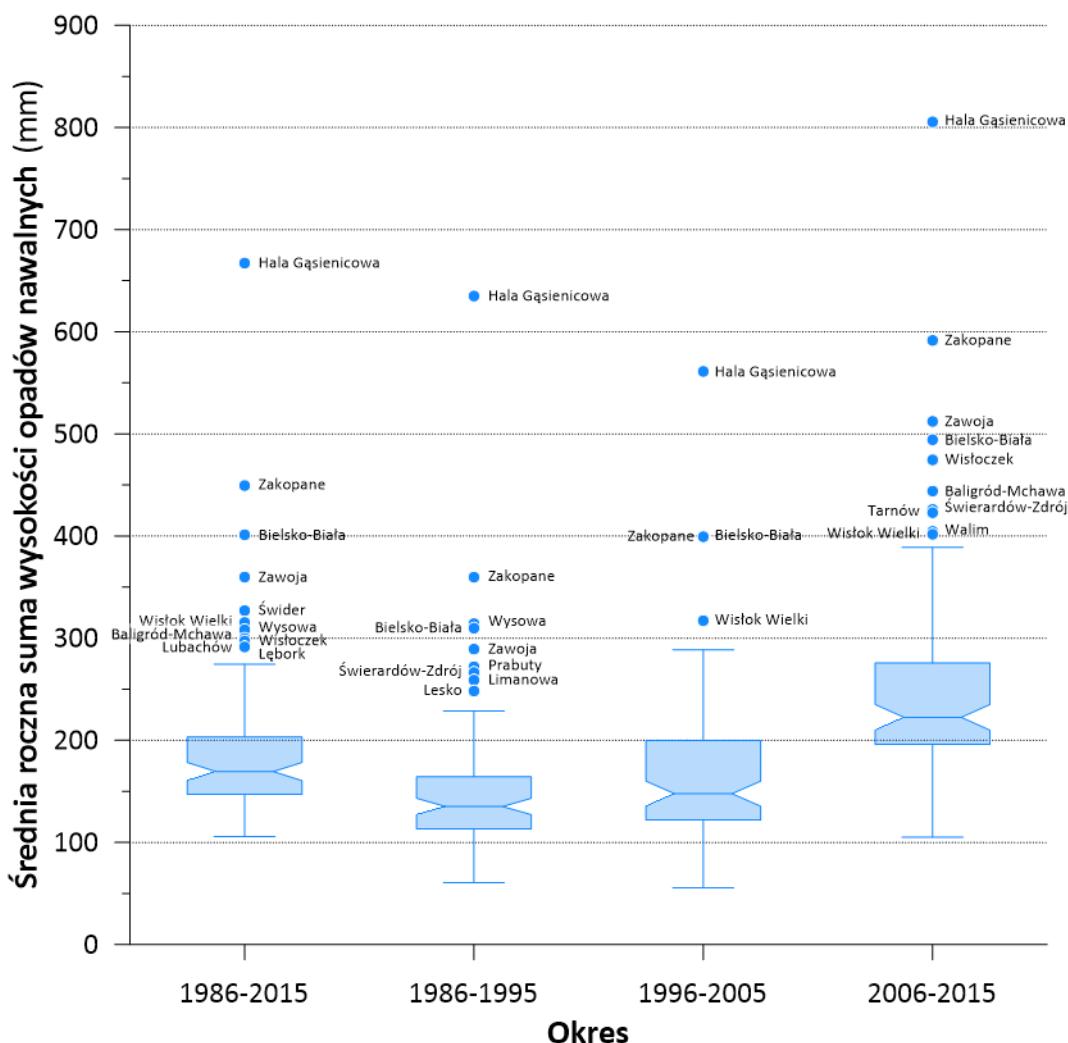


Ryc. 4. Średnia częstość (liczba przypadków na rok) występowania opadów ulewnych na terenie Polski w 30-leciu 1986-2015 i trzech składających się nań dekadach. Wykresy przedstawiają medianę, pierwszy i trzeci kwartył (pudełko) oraz zakres danych nieodstających (wąsy). Dane odstające opisano nazwami punktów pomiarowych. Wcięcia pudełek reprezentują 95% przedział ufności mediany.



Ryc. 5. Średnia długość czasu trwania (h) opadów ulewnych na terenie Polski w 30-leciu 1986-2015 i trzech składających się nań dekadach. Szczegółowe objaśnienia jak przy ryc. 4.

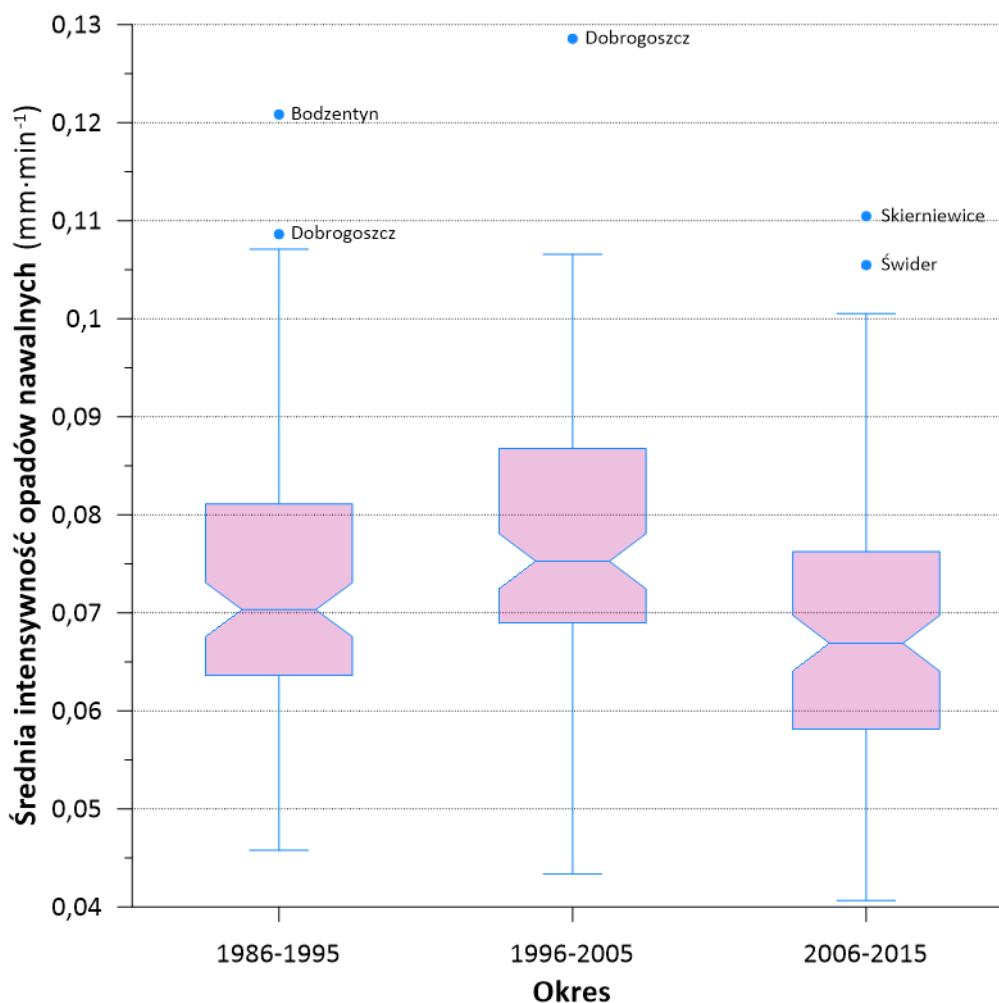
Wyniki ANOVA dla danych liczby przypadków opadów nawałnych, czasu ich trwania, wydajności i intensywności podzielonych na dekady wykazały dla wszystkich analizowanych parametrów bardzo istotne różnice. Prawdopodobieństwo, że były one przypadkowe było znikome ( $p < 0,00001$ ). Średnia roczna liczba przypadków opadów nawałnych rejestrowanych na stanowisku pomiarowym w kolejnych dekadach wynosiła 8,0, 9,6 i 13,8, średnia długość ich trwania: 478,3, 519,3 i 682,8 minuty, średnia wydajność: 19,0, 20,3 i 20,0 mm, a średnia – intensywność: 4,072, 0,074 i 0,060  $\text{mm} \times \text{min}^{-1}$  (Fig. 4-7). Wynika z tego, że ujęciu dekadowym wzrosła liczba przypadków i czas trwania ulewnych deszczy, natomiast ich wydajność i intensywność wzrosła w drugiej dekadzie, a trzeciej albo utrzymała się na tym samym poziomie (wydajność), albo znacząco spadła (intensywność). Testy porównań parami wykazały, że o ile dla liczby przypadków i czasu trwania opadów ich średnie dekadowe różnią się bardzo istotnie w każdej kombinacji, to w przypadku ich wydajności nie ma istotnej różnicy między drugą i trzecią dekadą, a intensywności – między dekadą pierwszą a drugą. Ponieważ liczebności i wariacje wartości w porównywanych grupach różniły się istotnie więc wykonano również obliczenia testu F Welcha i testu Kruskala-Wallisa. Uzyskane w nich wyniki były w pełni zgodne z tymi, które otrzymano z klasycznej ANOVA.



Ryc. 6. Średnia wydajność (mm) opadów ulewnych na terenie Polski w 30-leciu 1986-2015 i trzech składających się nań dekadach. Szczegółowe objaśnienia jak przy ryc. 4.

Ponieważ baza danych PANDa, z której wyselekcjonowano analizowany w niniejszym opracowaniu zbiór deszczy nawalnych, była utworzona poprzez połączenie rejestracji pochodzących z klasycznych pluwiografów analogowych i nowoczesnych urządzeń cyfrowych istnieje możliwość, że obserwowane różnice w reżimie opadów w różnych okresach są pozorne i w rzeczywistości są efektem zmiany metodyki. Do roku 1998 na wszystkich stanowiskach pomiarowych prowadzono pomiary pluwiografami analogowymi, a po 2009 – wyłącznie cyfrowymi. W większości jednak lokalizacji zmiana rejestratorów dokonana się pomiędzy latami 2001 i 2005. Jeśli to wymiana urządzeń pomiarowych wpłynęła na statystyki parametrów opadów nawalnych, to analiza wariancji przeprowadzona dla okresów pentadowych powinna wykazać skokową różnicę pomiędzy pierwszymi trzema pentadami (1986-1990; 1991-1995 i 1996-2000), a dwoma ostatnimi (2006-2010 i 2010-2015) z pentadą lat 2001-2005 jako przejściową.





Ryc. 7. Średnia intensywność ( $\text{mm} \times \text{min}^{-1}$ ) opadów ulewnych na terenie Polski w 3 dekadach wielolecia 1986-2015. Szczegółowe objaśnienia jak przy ryc. 4.

ANOVA przeprowadzona na danych podzielonych na podzbiory pentadowe również wykazała bardzo istotne różnice ( $p < 0.00001$ ). Relacje czasowe są jednakże bardziej skomplikowane niż poprzednio. Średnia roczna liczba przypadków deszczy nawalnych utrzymywała się w czterech pierwszych pentadach na podobnym poziomie (8,5, 7,2, 9,0 i 8,8) by później skokowo się zwiększyć (13,1 i 14,0). Ich średni czas trwania w pierwszych dwóch pentadach był prawie identyczny (476,2 i 480,9 min). Później następuje istotny statystycznie, choć nieduży, wzrost: w latach 1996-2000 i 2001-2005 było to odpowiednio 514,7 i 524,1 min. W ostatnich dwóch pentadach długość opadów nawalnych jest także podobna i znacząco większa niż poprzednio: 691,2 i 674,8 min. Średnia wydajność opadów rośnie w trzech pierwszych pentadach (18,6, 19,5 i 20,3 mm), później utrzymuje się na podobnym poziomie (20,1 i 20,2 mm) by na końcu nieco spaść (19,8 mm). Intensywność deszczy na początku nieco rośnie ( $0.070$  i  $0.074 \text{ mm} \times \text{min}^{-1}$ ), następnie utrzymuje się na podobnym poziomie ( $0.073$  i  $0.075 \text{ mm} \times \text{min}^{-1}$ ), by na koniec bardzo znacząco się obniżyć ( $0.060$  i  $0.060 \text{ mm} \times \text{min}^{-1}$ ). Testy porównań parami wykazały dla średniej liczby przypadków istotne różnice pomiędzy pentadami 1-4 a 5 i 6. Wewnątrz tych dwóch grup nie ma istotnych różnic. W odniesieniu do czasu trwania opadów sytuacja jest nieco bardziej złożona. Istotne statystycznie różnice stwierdzono jak poprzednio pomiędzy pentadami 1-4 a 5 i 6, poza tym pentada 2 różni się od 3 i 4. Wydajność opadów zanotowana w pentadzie 1 wykazuje bardzo istotne statystycznie różnice w stosunku do wszystkich okresów późniejszych. Na granicy istotności ( $p = 0.03$ ) jest różnica pomiędzy pentadą

2 i 3. Inne porównania dla tego parametru nie wykazały znaczących różnic. Analiza zmian w intensywności opadów wykazała występujący już poprzednio schemat a mianowicie istotne różnice pomiędzy pentadami w dwóch okresach: 1-4 a 5 i 6 przy braku znaczących odmienności w ich obrębie. W świetle omówionych wyżej wyników testów porównań parami można w zasadzie odrzucić hipotezę, że to zmiana rejestratorów jest powodem obserwowanych trendów reżimu opadów nawałnych. Pentada 4 (lata 2001-2005) kiedy dokonywano zmian oprzyrządowania na większości stanowisk pomiarowych nie ma wcale charakteru „przejściowego”. Jest albo bardzo podobna do okresu wcześniejszego (liczba przypadków, czas trwania i intensywność), albo późniejszego (wydajność).

#### Literatura

- Burszta-Adamiak, E., Licznar, P., Zaleski, J., (2019), Criteria for identifying maximum rainfalls determined by the peaks-over-threshold (POT) method under the Polish Atlas of Rainfalls Intensities (PANDa) project. *Meteorology, Hydrology and Water Management* 7(1), 3-13. <https://doi.org/10.26491/mhwm/93595>.
- Desassis, N., Renard, D., (2013), Automatic variogram modeling by iterative least squares: univariate and multivariate cases, *Mathematical Geosciences*, 45, 453-470, DOI: 10.1007/s11004-012-9434-1
- Goovaerts P., 1997, *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York, 483 pp., ISBN 0-19-511538-4.
- Kirschenstein, M., Baranowski, D., (2005), Sumy opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1995 (sum.: Precipitation totals in Poland for the 1951-1995 period). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A – Geografia Fizyczna, Tom 56: 55-72*.
- Lorenc, H., (ed.), (2005), *Atlas klimatu Polski*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, pp. 1-116. ISBN 83-88-89743-8
- Lupikasza, E., (2010), Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006. *International Journal of Climatology*, 30: 991-1007. <https://doi.org/10.1002/joc.1950>
- Łupikasza, E., Małarzewski, Ł., (2021), Precipitation Change. [In:] M. Falarz (ed.), *Climate Change in Poland*, Springer Climate, pp. 349-373. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-70328-8\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-030-70328-8_13)
- Mikołajewski, K., Stach A., Ruman, M., Kosek, K., Kundzewicz, Z.W., Licznar, P., (2024), Heavy rainfalls in Poland and their hyetographs. Przyjęte do druku w *Ambio* (AMBI-D-24-00255R) MINES ParisTech / ARMINES, 2022, RGeostats: The Geostatistical R Package. Version: 13.0.1. Free download from: <http://cg.ensmp.fr/rgeostats>
- Olechnowicz-Bobrowska, B., (1970), Częstość dni z opadem w Polsce. (sum. Frequency of days with precipitation in Poland. Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, *Geographical Studies* no. 86, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, pp. 1-71.
- Oz, B., Deutsch, C.V., Thomas, T.T., Xie, Y., (2003), DSSIM-HR: A FORTRAN 90 program for direct sequential simulation with histogram reproduction, *Computers & Geosciences*, 29 (1), 39-51, DOI: 10.1016/S0098-3004(02)00071-7
- Paszyński, J., Niedźwiedz, T., (1999), Klimat [In:] L. Starkel (ed.), *Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, pp. 288-343. ISBN 83-01-12803-8.
- Pińskwar, I., Choryński, A., Graczyk, D., Kundzewicz, Z., (2019), Observed changes in extreme precipitation in Poland: 1991–2015 versus 1961–1990. *Theoretical and Applied Climatology* 135: 773–787. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2372-1>
- Remy, N., Boucher, A., Wu, J., (2009), *Applied geostatistics with SGEMS. A user's guide*. Cambridge University Press, Cambridge, 264 pp., ISBN 978-0-521-51414-9

Soares, A., (2001), Direct sequential simulation and cosimulation, *Mathematical Geology*, 33 (8), 911-926, DOI: 10.1023/A:1012246006212

Stach, A., (2009), Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-1980. (sum.: Analysis of the spatial and spatial-temporal structure of maximum daily precipitation in Poland in the years 1956-1980). Adam Mickiewicz University Press, Seria Geografia nr 85, pp. 1-323. ISBN 978-83-232-1988-0.

Stach, A., (2015), Circulation controls of the spatial structure of maximum daily precipitation over Poland. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17, EGU2015-9145, EGU General Assembly 2015. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-9145.pdf>

Wilk, P., Wereski, S., Mikołajewski, K., Licznar, P., (2020), Digital database of precipitation series. In: *Methodology for the development of the Polish Atlas of Rainfall Intensities (PANDa)*/ Edited by Paweł Licznar and Janusz Zaleski. Institute of Meteorology and Water Management. National Research Institute, Warsaw, 37-55.



## **Sygnatura izotopowa glebowego dwutlenku węgla w lesie**

Kamila M. Harenda<sup>1</sup>, Paweł Dłużewski<sup>2</sup>, Maciej Górka<sup>3</sup>, Damian Józefczyk<sup>1</sup>, Bogdan H. Chojnicki<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Pracownia Bioklimatologii, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

<sup>2</sup> Katedra Gleboznawstwa, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

<sup>3</sup> Zakład Petrologii Eksperymentalnej, Uniwersytet Wrocławski

Jednym z największych magazynów węgla w biosferze są lasy, które gromadzą ten pierwiastek zarówno w biomase nadziemnej, jak i materii organicznej w glebie. Z punktu widzenia przeciwdziałania lub osłabienia tempa obecnej zmiany klimatu trwałość tego zbiornika węgla ma szczególne znaczenie. Tym bardziej, iż w ujęciu globalnym pierwszy metr profilu glebowego zawiera około 1500 Gt węgla, który jest tam zgromadzony długoterminowo. Zmienność przepływu i przekształcanie się związków węgla w glebie sprawia, iż ilościowy opis emisji CO<sub>2</sub> z gleb powinien być zbadany bardziej szczegółowo. Dlatego też przeprowadzono niniejsze badania polegające na wykorzystaniu wartości sygnatur izotopowych węgla uwalnianego w formie dwutlenku węgla z gleby w celu identyfikacji oraz oszacowania wielkości jego emisji z poszczególnych form materii organicznej zgromadzonej w glebie i na jej powierzchni. W niniejszym eksperymencie przeprowadzono pomiary komorowe (analyzer Picarro G2201-i) sygnatur izotopowych CO<sub>2</sub> emitowanego z powierzchni gleby a także ze ściółki, humusu oraz warstwy mineralnej gleby. Badana gleba znajdowała się drzewostanie sosnowym (bór świeży) w oddziale 925b oraz mieszanym (las mieszany świeży) w oddziale 1040d w Nadleśnictwie Oborniki (woj. wielkopolskie).

**Słowa kluczowe:** CO<sub>2</sub>, stabilny izotop węgla <sup>13</sup>C, gleba, las

Praca finansowana ze środków Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu w ramach projektu badawczego o numerze 507.868.06.06, finansowanego w ramach konkursu „Pierwszy grant”.

## **Wstępna ocena wpływu działań retencyjnych na emisję dwutlenku węgla z torfowiska wysokiego w Kusowie**

Patryk Poczta, Kamila M. Harenda, Bogdan H. Chojnicki

Pracownia Bioklimatologii, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Torfowiska to ekosystemy o stosunkowo niskiej produktywności netto, ale długotrwałym okresie przechowywania węgla (tysiące lat). Trwałość tych zasobów wynika z hydrogenicznego pochodzenia tych ekosystemów. Skutkuje to dużą wrażliwością na czynniki termiczno-wilgotnościowe. Obniżenie wilgotności tych ekosystemów wywołuje wyższe tempo mineralizacji torfu, w konsekwencji czego torfowisko zamienia się z pochłaniacza w emiter netto CO<sub>2</sub> do atmosfery. Dlatego badanie interakcji między torfowiskami a klimatem jest kluczowe dla zrozumienia i przewidywania ich losów w przyszłości. Od 2019 roku technika kowariancji wirów jest wykorzystywana do monitorowania strumieni CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O na torfowisku bałtyckim wysokim w rezerwacie przyrody Bagno Kusowo, w północnej Polsce (53.82 N, 16.59 E, 144 m n.p.m.). Równoległe do pomiarów wymiany masy i energii prowadzone są obserwacje takich parametrów, jak temperatura torfu i głębokość zwierciadła wody gruntowej (ZWG).

W czasie obserwacji torfowisko w Kusowie było zarówno pochłaniaczem (+151 gCO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>), jak i emitentem (-66 oraz -98 gCO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>) netto CO<sub>2</sub> w ujęciu rocznym. Obniżanie poziomu wód gruntowych w okresie wegetacyjnym redukuje saldo CO<sub>2</sub> torfowiska, a wyższe temperatury intensyfikują procesy oddychania ekosystemu, a zejście ZWG poniżej głębokości około 20 cm, powoduje, iż torfowisko staje się emitentem netto CO<sub>2</sub> w ujęciu dobowym. Symulacje salda CO<sub>2</sub> na podstawie wartości temperatury i poziomu wody wskazuje, że jedynym remedium na wzrost emisji CO<sub>2</sub> wywołany podnoszącą się temperaturą jest podniesienie poziomu ZWG (redukcja tempa mineralizacji torfu).

**Słowa kluczowe:** dwutlenek węgla, kowariancja wirów, torfowisko wysokie

## **Zmienność stężeń węgla organicznego i azotu w pokrywie śnieżnej zlewni niezlodowaconej na Svalbardzie**

Wiktoria Zientak<sup>1</sup>, Krystyna Kozioł<sup>1</sup>, Krzesimir Tomaszewski<sup>2</sup>, Helena Pielas<sup>3</sup>,  
Adam Nawrot<sup>4</sup>, Bartłomiej Luks<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy

<sup>2</sup> Polska Stacja Polarna Hornsund

<sup>3</sup> Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski

<sup>4</sup> Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk

Zlewnie arktyczne są wyjątkowo wrażliwe na zachodzące zmiany klimatu. Na Svalbardzie obserwuje się wyraźne tendencje wzrostowe średniej temperatury powietrza, stanowiące nawet sześciokrotność średniej światowej. Ocieplenie klimatu powoduje zmiany w obiegu węgla i azotu, które w wyniku topnienia kriosfery mogą uwalniać się do wód powierzchniowych.

Celem przeprowadzonych badań było określenie zmienności przestrzennej stężeń ogólnego węgla organicznego (OWO) i azotu całkowitego (N) w niezlodowaconej zlewni Fuglebekken, zlokalizowanej w bezpośrednim sąsiedztwie Polskiej Stacji Polarnej Hornsund (Svalbard). Z obszaru niewielkiej zlewni (1,27 km<sup>2</sup>) pobrano próbki powierzchniowej pokrywy śnieżnej i całego profilu śnieżnego, a następnie poddano oznaczeniom OWO i N, które pozwalają przyjrzeć się mało znanym elementom obiegu tych pierwiastków w środowisku. Ponadto, próbki zostały pobrane w taki sposób, aby umożliwiły ilustracje zmienności przestrzennej w odniesieniu do głębokości pokrywy śnieżnej, wysokości nad poziomem morza oraz kolonii alczyka (*Alle alle*), gniazdującego w okresie wiosennym na stokach gór w północnej części zlewni Fuglebekken. Najbardziej zauważalną cechą zróżnicowania przestrzennego były wysokie stężenia OWO i N obecne w próbkach pobranych na obszarze gniazdowania kolonii alczyka.

Oznaczeń stężeń OWO i N dokonano przy pomocy analizatora TOC-L z nakładką TNM-L firmy Shimadzu. Analizy OWO wykonano w oparciu o utlenianie w podwyższonej temperaturze na katalizatorze platynowym i detekcję w podczerwieni, natomiast do analiz N wykorzystano detektor chemiluminescencyjny. Rezultaty przeanalizowano w aspekcie przestrzennym przy pomocy oprogramowania QGIS.

**Słowa kluczowe:** pokrywa śnieżna, węgiel organiczny, azot całkowity, Svalbard

Praca realizowana w ramach projektu HarSval (*HarSval Bilateral initiative aiming at Harmonisation of the Svalbard cooperation*, nr NCN 2023/43/7/ST10/00001, <http://harsval.eu/>). Finansowanie zagwarantowane jest z Mechanizmu Finansowego EOG i Norweskiego Mechanizmu Finansowego na lata 2014-2021: [www.eeagrants.org](http://www.eeagrants.org).

## **Warsztaty śnieżno-lawinowe – przykład organizacji ponadprogramowych zimowych ćwiczeń terenowych dla studentów geografii**

Magdalena Błaziak, Helena Pielas

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Koło Naukowe Studentów Geografii im. Juliana Czyżewskiego

Celem prezentacji jest przedstawienie schematu zimowych warsztatów terenowych dla studentów, pod hasłem “Arktyka w probówce”. Nazwa ta odnosi się do specyficznych warunków panujących w Karkonoszach, które mogą w pewnym stopniu odwzorowywać warunki arktyczne. Oferta warsztatów wykracza poza standardowe zajęcia przewidziane programem nauczania. Przy dużym niedoborze ćwiczeń terenowych jest to wyjątkowa okazja do nabywania cennego doświadczenia w pracy terenowej. Studenci pod okiem doświadczonych ekspertów:

- zdobywają umiejętności w wykonywaniu szurfów śnieżnych wraz z oceną właściwości fizycznych pokrywy śnieżnej;
- zapoznają się z zasadami prowadzenia testów lawinowych;
- prowadzą pomiary dotyczące uwarunkowań przestrzennej zmienności miąższości pokrywy śnieżnej;
- gromadzą próbki śniegu, szadzi oraz szronu, aby porównać skład jonowy wybranych kategorii wód atmosferycznych;
- przygotowują oraz wygłaszają referaty podsumowujące uzyskane wyniki.

W ramach warsztatów studenci analizują czynniki wpływające na przestrzenną zmienność miąższości pokrywy śnieżnej oraz stopień zagrożenia lawinowego. Szkolenie obejmuje metodykę pomiarów sezonowej pokrywy śnieżnej oraz kurs lawinowy prowadzony przez eksperta lawinowego i instruktora GOPR. W ramach prac terenowych wykonywane są szurfy śnieżne wraz z oceną właściwości fizycznych śniegu. W wyznaczonych profilach hipsometrycznych, mierzona jest miąższość pokrywy śnieżnej, a także pobierane są próbki śniegu do analiz chemicznych. W ramach zajęć kameralnych studenci analizują wpływ m.in. ekspozycji i nachylenia stoku, mikrorzeźby oraz pokrycia terenu na kształtowanie się miąższości pokrywy śnieżnej. Ćwiczenia kończą się sesją referatową w ramach której prezentowane są wstępnie opracowane dane pomiarowe.

Dla studentów, którzy nie mają doświadczenia w organizacji oraz prowadzeniu pomiarów terenowych jest to wyjątkowa okazja uczestniczenia w przedsięwzięciu obejmującym praktycznie wszystkie etapy realizacji standardowego projektu badawczego: [1] omówienie projektu oraz podział zadań; [2] realizację projektu z częścią terenowo-pomiarową oraz laboratoryjną; [3] opracowanie i wizualizację danych pomiarowych; [4] przygotowanie sesji referatowej; [5] prezentację wyników na Ogólnopolskiej Konferencji Kół Naukowych.

**Słowa kluczowe:** ćwiczenia terenowe, warsztaty śnieżno-lawinowe, pokrywa śnieżna, lawiny śnieżne

## **Struktura pokrycia terenu wokół stacji meteorologicznych przed i po zmianie lokalizacji – analiza wpływu na dane pomiarowo-obserwacyjne**

Bartosz Wieczorek<sup>1</sup>, Monika J. Hajto<sup>1</sup>, Tobiasz Górecki<sup>1</sup>, Bożena Łapeta<sup>1</sup>, Artur Rutkowski<sup>1</sup>,  
Zbigniew Ustrnul<sup>2</sup>, Michał K. Kowalewski<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Meteorologicznej Osłony Kraju, Zakład Teledetekcji Satelitarnej

<sup>2</sup>Institut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Badań i Rozwoju, Zakład Meteorologii i Klimatologii

<sup>3</sup>Institut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Hydrologiczno-Meteorologicznej Sieci Pomiarowo-Obserwacyjnej, Biuro Sieci Hydrologiczno-Meteorologicznej i Serwisu, Wydział Inspekcji Sieci Hydrologiczno-Meteorologicznej

W historii działania pomiarowo-obserwacyjnej stacji meteorologicznej dochodzi niekiedy do zmiany jej lokalizacji. W zależności od odległości, o którą przesunięta została lokalizacja danej stacji, różna jest wielkość zmiany struktury pokrycia terenu wokół tej stacji. Znaczna zmiana udziałów poszczególnych klas pokrycia terenu w otoczeniu stacji może mieć istotny wpływ na prowadzone na stacji pomiary i obserwacje. W konsekwencji może dojść do przerywania jednorodności klimatologicznej serii danych pomiarowo-obserwacyjnych.

W celu scharakteryzowania struktury pokrycia terenu w otoczeniu wybranych stacji synoptycznych przed i po zmianie lokalizacji, w skali lokalnej (tj. w promieniu do 2 km) i w mezoskali (tj. w promieniu do 30 km), wykorzystano produkty satelitarne GLanCE (udostępnione przez NASA) i GLC\_FCS30D (udostępnione przez AIRI CAS). Produkty te są oparte na danych Landsat (o rozdzielczości przestrzennej 30 m) i obejmują odpowiednio lata 2001-2019 oraz 1985-2022.

W pracy przeanalizowano charakterystyki parametrów i zjawisk meteorologicznych przed i po zmianie lokalizacji poszczególnych stacji, w szczególności tych, których lokalizacja została przesunięta o kilka lub kilkanaście kilometrów. Ponadto, dla wybranych stacji przeprowadzono testy homogeniczności ciągów czasowych, a także wykorzystano techniki uczenia maszynowego w celu identyfikacji potencjalnych anomalii. Wskazano parametry i zjawiska, mierzone lub obserwowane na poszczególnych stacjach, na które znaczna zmiana otoczenia stacji spowodowana zmianą lokalizacji prawdopodobnie miała istotny wpływ.

**Słowa kluczowe:** metadane, stacje meteorologiczne, pokrycie terenu, Landsat, jednorodność serii danych klimatologicznych

## **Analiza wpływu zmian otoczenia stacji meteorologicznych na pomiary i obserwacje przy wykorzystaniu danych satelitarnych Landsat**

Monika J. Hajto<sup>1</sup>, Bartosz Wieczorek<sup>1</sup>, Tobiasz Górecki<sup>1</sup>, Bożena Łapeta<sup>1</sup>, Artur Rutkowski<sup>1</sup>,  
Zbigniew Ustrnul<sup>2</sup>, Michał K. Kowalewski<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Meteorologicznej Osłony Kraju, Zakład Teledetekcji Satelitarnej

<sup>2</sup> Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Badań i Rozwoju, Zakład Meteorologii i Klimatologii

<sup>3</sup> Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Hydrologiczno-Meteorologicznej Sieci Pomiarowo-Obszerwacyjnej, Biuro Sieci Hydrologiczno-Meteorologicznej i Serwisu, Wydział Inspekcji Sieci Hydrologiczno-Meteorologicznej

Metadane stacji meteorologicznych są pomocne w badaniu jednorodności serii danych klimatologicznych. Wśród metadanych wyróżnia się m.in. charakterystykę pokrycia terenu w otoczeniu stacji. Zachodzące wokół stacji meteorologicznej zmiany pokrycia terenu mogą wpływać na pomiary i obserwacje, a tym samym zaburzać homogeniczność wieloletniej serii danych pomiarowo-obszerwacyjnych.

W pracy wykorzystano dwa produkty satelitarne dotyczące pokrycia terenu (o rozdzielczości przestrzennej 30 m), przygotowane na podstawie danych Landsat, tj. GLanCE udostępniony przez NASA (obejmujący lata 2001-2019) oraz GLC\_FCS30D udostępniony przez AIRI CAS (obejmujący lata 1985-2022). Dla 62 stacji synoptycznych scharakteryzowano zmiany struktury pokrycia terenu w otoczeniu poszczególnych stacji w latach 1985-2022, w skali lokalnej (w promieniach 1 i 2 km) oraz w mezoskali (w promieniach 10 i 30 km). Spośród stacji wskazano te, które w rozważanym okresie nie zmieniły lokalizacji oraz te, które zmieniły lokalizację raz lub kilkakrotnie. Przeanalizowano zmiany udziałów klas pokrycia terenu występujących w otoczeniu poszczególnych stacji w skali lokalnej i mezoskali. Dla wybranych stacji, szczególnie tych z największymi zmianami pokrycia terenu, niezwiązanymi ze zmianą lokalizacji, podjęto próbę oceny czy zmiany otoczenia stacji mogły mieć wpływ na rejestrowane wartości mierzonych i obserwowanych parametrów lub zjawisk meteorologicznych. W tym celu przeprowadzone zostały m.in. testy homogeniczności ciągów czasowych. Wykorzystano również techniki uczenia maszynowego w celu identyfikacji potencjalnych anomalii. Wskazano parametry i zjawiska, mierzone lub obserwowane na wybranych stacjach, na które zmiana pokrycia terenu w otoczeniu stacji mogła mieć istotny wpływ.

**Słowa kluczowe:** metadane, stacje meteorologiczne, pokrycie terenu, Landsat, jednorodność serii danych klimatologicznych

## **Zmienność sum temperatur w Lublinie-Radawcu (1994-2023)**

Marek Nowosad

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Katedra Hydrologii i Klimatologii

Metoda sum temperatur jako wskaźnik agroklimatyczny była stosowana w pracach w II połowie XIX wieku, choć początki ilościowego określenia zależności rozwoju roślin od ciepła datowane są na XVIII wiek. Celem stosowania sum temperatur bywa m.in. aproksymacja sum ciepła (growing heat summation GHS). W metodzie sum temperatur określane są stopniodni (growing degree days GDD), stopniogodziny (growing degree hours GDH) i stopniominuty (growing degree minutes GDM). Można spotkać opinie, że GDH zapewnia dokładność wystarczającą do aproksymacji GHS i większą precyzję niż GDD. Sumy temperatur obliczane są dla różnych progów temperatury (od 0°C do 30°C). Niektóre progi określane bywają pod kątem konkretnego gatunku rośliny, czy nawet jej odmiany; inne w aspekcie uważności na rozwój wybranych szkodników, np. stonki ziemniaczanej.

Celem niniejszego opracowania jest określenie zróżnicowania GDD i GDH na stacji Lublin-Radawiec w wieloleciu 1994-2023 w odniesieniu do progów 10°C i 5°C.

Danymi wejściowymi są codzienne wartości temperatury powietrza z wysokości 200 cm nad poziomem gruntu z wymienionej w tytule stacji. Źródłem pochodzenia danych jest Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. Dane IMiGW – PIB zostały przetworzone. Roczne GDD<sub>>10°</sub> (próg 10°C) wyniosły od 867 (1996 r.) do 1403 stopniodni (2018 r.). Natomiast przy progu 5°C roczne sumy wyniosły od 1783 (1997 r.) do 2469 stopniodni (2018 r.). GDD wzrastało z upływem lat (istotność  $p < 0,05$ ). Przy założeniu liniowego wzrostu było to średnio 81 (GDD<sub>>10°</sub>) oraz 106 (GDD<sub>>5°</sub>) stopniodni na 10 lat. Istotny wzrost dotyczył też GDH – 2004 (GDH<sub>>10°</sub>) oraz 2618 (GDH<sub>>5°</sub>) stopniogodzin na 10 lat.

Istotne trendy rosnące (istotność  $p < 0,05$ ) dotyczyły miesięcznych GDD i GDH (dla obu progów) w odniesieniu do czerwca i sierpnia. Natomiast w odniesieniu do maja wystąpiły spadki GDD i GDH, choć nie były one istotne ( $p < 0,05$ ). Porównano współzależność sum temperatur między poszczególnymi miesiącami. Zauważono, że istotne współzależności sum miesięcznych wystąpiły w odniesieniu do temperatury lipca i września (oba GDD i oba GDH), marca i sierpnia (oba GDH i GDD<sub>>5°</sub>), kwietnia i maja (GDD<sub>>10°</sub> i GDH<sub>>10°</sub>) oraz sierpnia i listopada (GDD<sub>>5°</sub> i GDH<sub>>5°</sub>).

Gdyby w każdym z pomiarów godzinnych w czasie doby temperatura powietrza była wyższa od 10°C, to iloraz GDH<sub>>10°</sub> do GDD<sub>>10°</sub> wyniósłby 24. Takich dni w roku w Lublinie-Radawcu było średnio 101, najwięcej w lipcu (średnio 28) i w sierpniu (średnio 27). Średni roczny iloraz GDH<sub>>10°</sub> do GDD<sub>>10°</sub> wyniósł od 24,8 (1995 r.) do 25,6 (2022 r.).

Średnie daty przekroczenia wybranych skumulowanych GDD<sub>>10°</sub> to 21 maja (suma skumulowana 100 stopniodni), 8 czerwca (200 stopniodni), 3 lipca (400 stopniodni) i 26 lipca (600 stopniodni). Istotny ( $p < 0,05$ ) trend liniowy wystąpił tylko w odniesieniu do sumy skumulowanej 600 stopniodni – data stawała się coraz wcześniejsza o ponad 3 dni na 10 lat. Natomiast dla sumy skumulowanej 100 stopniodni notowano coraz późniejsze przekroczenie tego progu (o ponad 2 dni na 10 lat), choć brak jest tu istotności statystycznej ( $p < 0,05$ ). Wydaje się, że ten ostatni kierunek zmian można wiązać ze spadkami liczby stopniodni w maju.

Skumulowane sumy  $GDH_{>10^{\circ}}$  obliczano od 1 stycznia (niektórzy agroklimatolodzy obliczają skumulowane sumy temperatur począwszy od 1 marca). Średnie daty przekroczenia niektórych skumulowanych  $GDH_{>10^{\circ}}$  przedstawiają się następująco: 15 maja (2500 stopniogodzin), 4 czerwca (5000 stopniogodzin), 1 lipca (10000 stopniogodzin) i 25 lipca (15000 stopniogodzin). Istotny ( $p < 0,05$ ) trend dotyczy tylko daty przekroczenia sumy skumulowanej 15000 stopniogodzin. Zakładając zależność liniową, można określić termin przekroczenia wymienionego progu wcześniejszy o prawie 4 dni na 10 lat. Natomiast dla progu 2500 stopniogodzin wystąpiły średnio coraz późniejsze terminy (0,8 dnia na 10 lat), choć nie była to zależność istotna statystycznie.  $GDD_{>10^{\circ}}$  między 19 listopada a 3 marca wynosiło 0 w całym dwudziestolecu. Natomiast pojawiały się dodatnie wartości  $GDH_{>10^{\circ}}$  nawet w styczniu.

Można zwrócić uwagę na sytuację zaistniałą w 2000 r. Ostatni przymrozek (na wysokości 200 cm) wystąpił w tym roku 13 maja. Natomiast skumulowane sumy wyniosły dla 13 maja 2000 r. odpowiednio 152 stopniodni i 4050 stopniogodzin. Wydaje się, że tak duże sumy w I połowie maja mogły mieć wpływ na znaczny rozwój roślinności przed wystąpieniem przymrozku.

Obliczono współczynniki korelacji  $GDH_{>10^{\circ}}$  w odniesieniu do poszczególnych godzin doby (każda z 24 godzin z każdą) łącznie dla całego badanego 20-lecia. W 68% przypadków  $r \geq 0,90$ , zaś w 41%  $r \geq 0,95$ . Najmniejsza wartość  $r = 0,76$  dotyczyła korelacji  $GDH_{>10^{\circ}}$  z godzin 3 i 13 UTC.

Sumy temperatur (progi 5 i 10°C) wzrastały w Lublinie-Radawcu w czasie analizowanego 20-lecia. Największy wzrost dotyczył sum w czerwcu i w sierpniu. Widoczny jest natomiast spadek sum temperatur w odniesieniu do maja.

**Słowa kluczowe:** Wyżyna Lubelska, stopniodni, stopniogodziny, growing degree days, growing degree hours.



## **Charakterystyka warunków chwiejności atmosfery w dniach z burzą w województwie łódzkim w latach 2019-2024**

Natalia Rosińska<sup>1</sup>, Mariusz Siedlecki<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Łowcy Burz Łódzkie, rosinska.natalia002@gmail.com

<sup>2</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii UŁ, mariusz.siedlecki@geo.uni.lodz.pl

Burze są jednym z najbardziej dynamicznych i groźnych zjawisk atmosferycznych, występujących w różnych częściach świata, w tym również w Polsce. Groźne zjawiska towarzyszące burzom, mogą powodować znaczne szkody materialne, uszkodzenia infrastruktury oraz stanowić zagrożenie dla zdrowia i życia ludzi. Chwiejność atmosfery, która warunkuje powstawanie burz, przejawia się intensywnymi ruchami powietrza w pionie, wynikającymi między innymi z pionowego gradientu temperatury. Niestabilność atmosfery określają specjalistyczne wskaźniki, które pomagają w ocenie intensywności burz.

Celem pracy jest charakterystyka warunków chwiejności atmosfery w dniach z burzą w województwie łódzkim w latach 2019-2024. Do zrealizowania celu wykorzystano wskaźniki takie jak: wskaźnik CAPE (Convective Available Potential Energy), KI indeks, TTI indeks (Total Totals Index) oraz SWEAT (Severe Weather Threat Index) otrzymane na podstawie sondażu aerologicznych we Wrocławiu i w Legionowie.

Wyniki pokazały, że burze najczęściej występowały wskutek oddziaływania frontów atmosferycznych, przy obecności stosunkowo wysokich wartości wskaźników chwiejności atmosfery. Większość burz powstawało przy wartościach CAPE przekraczających 600 J/kg oraz przy niewielkiej obecności energii hamującej konwekcje. Wskaźnik KI najczęściej przekraczał 30, indeks TTI osiągał wartości ponad 45, a wskaźnik SWEAT przyjmował wartości powyżej 200.

**Słowa kluczowe:** burze, niestabilność atmosfery, wskaźniki chwiejności atmosfery, warunki meteorologiczne, województwo łódzkie.

## **Cechy przebiegu dobowego warunków biotermicznych w okresie letnim w wybranych miastach Europy**

Monika Okoniewska

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy

W pracy dokonano zbadania przebiegu dobowego warunków biotermicznych w trzech miesiącach letnich tj. czerwcu, lipcu i sierpniu w latach 2018-2022 w wybranych miastach europejskich oraz ich uciążliwości dla organizmu człowieka. Na podstawie danych meteorologicznych terminowych obliczono wskaźniki: UTCI (°C), STI (°C), Iclp (clo), SW (g·godz<sup>-1</sup>) oraz Oh\_H (min.). W toku badań określono średnie dobowe, minimalne oraz maksymalne wartości wskaźników biotermicznych i termofizjologicznych, wyznaczono przebiegi dobowe tych wskaźników, dokonano analizy rozkładu przestrzennego za pomocą metody interpolacji przestrzennej, oraz wyznaczono częstości występowania obciążenia cieplnego, temperatury odczuwalnej, przewidywanej termoizolacyjności odzieży, stopnia odwodnienia organizmu i ryzyka wystąpienia hipertermii. Badania wykazały, że w Europie latem dominuje w godzinach dziennych na północy kontynentu brak obciążeń cieplnych i subiektywne odczucie „ciepło”, na południu występuje umiarkowany stres ciepła i odczuwanie „gorąca”. Najbardziej uciążliwe dla organizmu człowieka warunki biotermiczne występują między godziną 12 a 15, najmniej obciążające o godzinie 3 nad ranem. Ryzyko odwodnienia nie jest wielkie, zaznacza się natomiast ryzyko wystąpienia stanu hipertermii, do którego może dojść już nawet po 20 minutach przebywania w terenie otwartym.

**Słowa kluczowe:** warunki biotermiczne, przebieg dobowy, okres letni, wskaźniki biotermiczne, Europa

## **Wpływ układów blokadowych nad regionem euroatlantyckim na występowanie fal upałów i fal mrozów w Polsce**

Ewa Bednorz, Arkadiusz M. Tomczyk

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Przeanalizowano czasową i przestrzenną zmienność występowania sytuacji blokadowych nad regionem euroatlantyckim oraz ich wpływ na występowanie letnich (fale upałów) i zimowych (fale mrozów) ekstremów temperatury w Polsce. Układy blokadowe zidentyfikowano na wysokości izobarycznej 500 hPa, wykorzystując dane z okresu 1978-2022 z reanaliz NCEP-DOE AMIP-II R-2 (National Oceanic and Atmospheric Administration Physical Science Laboratory) i stosując metodę odwróconego południkowego gradientu geopotencjału, z filtrem trwałości i kwantylowym. Fale upałów/chłódów zdefiniowano jako 3-dniowe sekwencje z maksymalną temperaturą dobową odpowiednio powyżej 30°C/poniżej -10°C, na podstawie danych dla 37 polskich stacji pozyskanych z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego.

Występowanie systemów blokadowych nad Europą i północnym Atlantykiem w pasie równoleżnikowym 45-75°φN cechuje się dużą czasową i przestrzenną zmiennością. Badane struktury są najczęstsze wiosną – szczególnie w maju, kiedy pojawiają się z ponad 10% częstością w pasie od Wysp Brytyjskich przez Morze Północne i południową Skandynawię do wschodniej części Morza Bałtyckiego. Drugi okres wysokiej częstości odnotowano w lipcu, kiedy szczególnie aktywne są układy blokadowe nad północnym Uralem (częstość 15%).

Średnia roczna liczba dni fal upałów w Polsce waha się od jednego dnia nad morzem na północy i w górach na południu, do ponad czterech dni w centralnej i zachodniej części. Jednakże w czasie wyjątkowo ciepłych sezonów letnich liczba dni upalnych może miejscami przekraczać 20. Fale chłódów stają się w Polsce coraz rzadsze i w badanym wieloleciu pojawiały się średnio 1-2 dni spełniające przyjęte kryteria. Jedynie w czasie pojedynczych zim fale chłódów mogą trwać na północnym wschodzie Polski ponad 10 dni.

Występowanie fal upałów w Polsce jest zawsze związane z układami blokadowymi, które lokują się najczęściej na północny wschód od Polski, natomiast zimowe fale chłódów spowodowane są najczęściej blokadami nad północnym Atlantykiem i północną Skandynawią.

**Słowa kluczowe:** układy blokadowe, fale upałów, fale mrozów, Polska

## Warunki biometeorologiczne podczas upałów w Polsce w latach 2020-2024

Małgorzata Owczarek<sup>1</sup>, Agnieszka Krzyżewska<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Oceanografii Fizycznej i Badań Klimatu, Pracownia Badań Klimatu, malgorzata.owczarek@ug.edu.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie Katedra Hydrologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, agnieszka.krzyzewska@mail.umcs.pl

W pracy analizowano warunki biometeorologiczne podczas występowania upału w regionach bioklimatycznych w Polsce w miesiącach letnich od 2020 r. do lipca 2024 r. Wykorzystano dane meteorologiczne z 12 stacji synoptycznych zlokalizowanych w 4 regionach i 9 subregionach bioklimatycznych (Tomczyk i Bednorz 2023). Wyznaczono dni upalne (z temperaturą maksymalną powyżej 30°C) i fale upałów (rozumiane jako co najmniej 3 kolejne dni z temperaturą maksymalną powyżej 30°C). Warunki biometeorologiczne oceniono na podstawie Uniwersalnego wskaźnika obciążeń cieplnych (UTCI) oraz częstotliwości tętna (HR) przy założeniu metabolicznego wytwarzania ciepła przez dorosłego człowieka wynoszącego 135 W·m<sup>-2</sup>. Wskaźniki wyznaczono z zastosowaniem programu BioKlima 2.6. W zależności od regionu odnotowano od 19 do 75 dni upalnych, w tym od 1 do 10 fal upałów, obejmujących łącznie od 4 do 48 dni. Maksymalne wartości wskaźnika UTCI podczas dni upalnych świadczą o występowaniu silnego i bardzo silnego obciążenia organizmu stresem ciepła. Średnie tych wartości wyniosły od 33 do 35°C, a najwyższe od 37 do ponad 40°C. Podczas najintensywniejszych fal upałów, ocenionych według wskaźnika intensywności fal upałów (HWS), średnie dobowe wartości wskaźnika UTCI wynosiły od 24,7 do 27,6°C, średnie wartości w godzinach od 10 do 14 UTC od 30,0 do 36,4 °C, a w ciągu 20-30% godzin występował silny i bardzo silny stres ciepła. Jednocześnie średnie wartości dobowe wskaźnika liczby uderzeń serca osiągały ostrzegawczą wartość 90 na minutę, a maksymalne przekraczały 103 na minutę. Najintensywniejsze fale upałów w poszczególnych regionach wystąpiły w czerwcu 2021 r. w regionach nadmorskich i w zachodniej części regionu centralnego, w regionie północno zachodnim w sierpniu 2022r., w regionie północno wschodnim w lipcu 2021 i sierpniu 2023 r., w regionach centralnym i południowo zachodnim na przełomie czerwca i lipca 2022 oraz w trzeciej dekadzie lipca 2022 r. Wyniki wskazują, że obciążające organizm warunki biometeorologiczne występowały w analizowanym pięcioleciu we wszystkich regionach bioklimatycznych w Polsce. W Warszawie, Wrocławiu i Rzeszowie fale upałów i stres ciepła podczas tych fal występowały w każdym kolejnym roku.

**Słowa kluczowe:** dzień upalny, fala upałów, intensywność fali upałów, Uniwersalny wskaźnik obciążeń cieplnych, częstotliwość tętna, regiony bioklimatyczne, Polska

## **Fale upału w Polsce na tle cyrkulacji atmosferycznej w latach 1979-2022**

Joanna Jędruszkiewicz, Joanna Wibig, Piotr Piotrowski

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

Od początku XXI wieku obserwowany jest wzrost liczby, intensywności i czasu trwania fal upału w Europie, szczególnie w jej południowej części. Dłuższy czas trwania fal upału związany jest z większą stacjonarnością zalegających układów wysokiego ciśnienia, częściowo wynikająca z wzmocnienia fal środkowo troposferycznych i ich większej meandrowości. Podstawowym celem badań jest scharakteryzowanie długoterminowych zmian w występowaniu dni gorących i fal upału w Polsce oraz identyfikacji układów cyrkulacyjnych im towarzyszących. Ponadto, zbadano związki między występowaniem dni gorących w Polsce a zlodzeniem Arktyki i temperaturą powierzchni oceanów. Statystycznie istotny wzrost maksymalnej temperatury w Polsce Centralnej i Południowej w ciągu kilku ostatnich dekad doprowadził do znacznego wzrostu liczby dni gorących na tym obszarze, szczególnie w miesiącach letnich. Po 2006 roku, fale upału w Polsce występują znacznie częściej i trwają dłużej, jednak ich intensywność jak dotąd pozostała bez istotnych zmian. Fale upału w Polsce związane są z długo zalegającym układem wysokiego ciśnienia na terenie kraju lub/i państwach ościennych i często powiązane są z bardzo rozległym klinem Wyżu Azorskiego. Ponadto, dość często falom upału w Polsce towarzyszą układy wyżowe obejmującą obszar Grenlandii, Bieguna Północnego sięgając Skandynawii czy też wschodniej Arktyki. Podczas długo utrzymujących się fale upału ( $\geq 12$  dni), powietrze najczęściej napływa do Polski z Atlantyku, ale najwyższą temperaturę potencjalną zaobserwowano przy napływie mas powietrza zwrotnikowego. Rosnąca liczba dni upalnych jest istotnie skorelowana z malejącą pokrywą lodu morskiego i temperaturą powierzchni oceanu w rejonie Arktyki i okolic.

**Słowa kluczowe:** empiryczne funkcje ortogonalne (EOF), sytuacje blokadowe, pokrywa lodu morskiego, temperatura powierzchni oceanu, dni gorące, trajektorie wsteczne

## **Fale upałów w wybranych rejonach Polski i Grecji oraz charakterystyka warunków biometeorologicznych w czasie ich występowania**

Arkadiusz M. Tomczyk<sup>1</sup>, Eleni Katragkou<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>2</sup>Department Meteorology and Climatology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece

Celem badań była charakterystyka występowania fal upałów oraz warunków biometeorologicznych w trakcie ich występowania w dwóch różnych regionach Europy w latach 1966-2022. Podstawą badań były dane maksymalnej dobowej temperatury powietrza ( $T_{max}$ ), a także temperatury powietrza i wilgotności powietrza dla godziny 12:00 UTC dla dwóch stacji, tj. Poznań (Poland) i Saloniki (Greece) z okresu 1966-2022. Dzień upalny zdefiniowano jak dzień z  $T_{max} > 90$  percentyla konkretnego dnia. W kolejnym kroku na podstawie wyznaczonych dni wydzielono fale upałów zdefiniowane jako ciągi co najmniej 3 dni upalnych. Przeprowadzone badania wykazały istotne zróżnicowanie warunków termicznych w badanym okresie na obu stacjach. W wybranych stacjach odnotowano istotny statystycznie wzrost średniej  $T_{max}$ , aczkolwiek zmiany intensywniej przebiegały w Poznaniu ( $0,41^{\circ}\text{C}/10$  lat). Podobnie jak w przypadku  $T_{max}$  sezony z XXI wieku wyróżniały się również pod względem liczby dni upalnych na tle analizowanego wielolecia. Przeprowadzone badania wykazały istotny statystycznie wzrost liczby analizowanych dni w obu stacjach, przy czym zmiany intensywniej zachodziły w Salonikach ( $3,5$  dnia/ $10$  lat). Przeprowadzone badania wykazały duże zróżnicowanie warunków biometeorologicznych w trakcie fal upałów w analizowanych stacjach. Fale upałów w Poznaniu charakteryzowały się warunkami mniej obciążającymi w porównaniu do warunków w Salonikach.

**Słowa kluczowe:** fale upałów, warunki biometeorologiczne, Poznań, Saloniki

## **Fale upałów w Lasach Doświadczalnych SGGW w Rogowie w latach 1951-2023**

Longina Chojnacka-Ożga, Wojciech Ożga

Instytut Nauk Leśnych, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie

Efektom współczesnej zmiany klimatu jest m.in. zwiększenie częstości zjawisk określanych jako ekstremalne oraz anomalnych wartości elementów pogodowych. Zwiększenie częstości fal upałów jest jednym z efektów tej zmiany. W dotychczasowych badaniach różnie definiowano fale upałów (Słownik meteorologiczny 2003; Krzyżewska, Wereski 2011; Barriopedro i in. 2022). W niniejszym opracowaniu przyjęto jako falę upałów okres 3 kolejnych dni charakteryzujących się  $t_{\max} > 30,0^{\circ}\text{C}$  (Krzyżewska, Wereski 2011). Analizie poddano dane z pomiarów meteorologicznych prowadzonych w latach 1951-2023 na stacji meteorologicznej w Rogowie k. Łodzi (wcześnie: stacja klimatologiczna Strzelna) oraz w latach 1961-1993 na leśnej stacji podokapowej znajdującej się w ponad 120-letnim lesie mieszanym świeżym (Arboretum w Rogowie).

W latach 1951-2023 stwierdzono łącznie 190 dni podczas 46 fal upałów, przeciętnie fala upałów trwała 4,1 dnia. Fale upałów najrzadziej występowały w 30-leciu 1961-1990 (6 fal, łącznie 21 dni), natomiast najczęściej w 30-leciu 1991-2020 (32 fale, łącznie 135 dni). Najwcześniejsza fala upałów wystąpiła w dniach 28-30.05.2005 roku, a najpóźniejsza 30.08.-1.09.2015 roku. Najczęściej fale upałów występowały w lipcu i sierpniu, ale stwierdzono je także w czerwcu: 6 spośród 7 występujących w tym miesiącu fal upałów wystąpiło po roku 1990. Najczęściej występowały 3-dniowe fale upałów (60% wszystkich fal). Najdłuższe fale upałów wystąpiły w dniach 20-29.07.2006 roku oraz 3-12.08.2015 roku. Średnia wartość maksymalnej temperatury podczas fal upałów wynosiła  $33,6^{\circ}\text{C}$  i zmieniała się od  $32,7^{\circ}\text{C}$  (1961-1990) do  $33,8^{\circ}\text{C}$  (1991-2020).

W okresie wspólnym prowadzenia pomiarów na leśnej stacji podokapowej oraz poza lasem (1961-1993) w terenie otwartym wystąpiło 10 fal upałów (łącznie 41 dni) podczas gdy w lesie było to 8 fal (łącznie 28 dni). Większość (5 przypadków) fal upałów w lesie wystąpiło w tych samych dniach co poza lasem, ale stwierdzono także późniejsze o 1 dzień rozpoczęcie się fal upałów w lesie (2 przypadki) i również wcześniejsze ich zakończenie (1 przypadek). Fale upałów w lesie występowały głównie w lipcu i sierpniu z wyjątkiem jednego przypadku w czerwcu (17-19.06.1968 r.). Przeciętna maksymalna temperatura podczas fal upałów była w lesie o  $0,9^{\circ}\text{C}$  niższa niż w terenie otwartym.

**Słowa kluczowe:** fala upałów, temperatura maksymalna, las

### Literatura

- Barriopedro, D., García-Herrera, R., Ordóñez, C., Miralles, D.G., Salcedo-Sanz, S., (2022), Heat Waves: Physical Understanding and Scientific Challenges. *Reviews of Geophysics*, 61, e2022RG000780: 1-54. <https://doi.org/10.1029/2022RG000780>
- Krzyżewska, A., Wereski, S., (2011), Fale upałów i mrozów w wybranych stacjach Polski na tle regionów bioklimatycznych (2000-2010). *Prz.Geofiz.* LVI, 1-2: 99-109.
- Słownik meteorologiczny (2003), (red. T. Niedźwiedź). Polskie Towarzystwo Geofizyczne. Seria: Atlasy i monografie IMGW.

## **Zmiany i zmienność wskaźnika fizjologicznego niedosytu wilgotności powietrza na Kasprowym Wierchu (1971-2020) i ich uwarunkowania cyrkulacyjne**

Roksana Szokalska, Małgorzata Falarz

Uniwersytet Śląski w Katowicach, Wydział Nauk Przyrodniczych, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Niedosyt fizjologiczny określany jest jako wskaźnik wielkości parowania z górnych dróg oddechowych i płuc człowieka. Jest wyliczany jako różnica między ciśnieniem pary wodnej nasyconej w temperaturze 36,5°C i aktualnym ciśnieniem pary wodnej. Wyróżnia się trzy stopnie odczuwalności: parno (<45 hPa), komfort (45-53 hPa) i sucho (>53 hPa). W pracy przedstawiono zmiany i zmienność wskaźnika na szczycie Kasprowego Wierchu w okresie 1971-2020. Przeanalizowano przebieg roczny oraz wieloletni średniej, minimów absolutnych i maksimów absolutnych, a także liczbę i udział dni z odczuciem komfortu i suchości, ze szczególnym uwzględnieniem okresu maj-październik. Wyliczono prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia stanów odczuwalności wilgotności powietrza przy różnych masach powietrza, posługując się kalendarzem cyrkulacyjnym T. Niedźwiedzia.

Najwyższe wartości wskaźnika niedosytu fizjologicznego występują na Kasprowym Wierchu w okresie zimowym, najniższe - w okresie letnim. Średnia roczna, a także średnie roczne wartości z miesięcznych minimów i maksimów analizowanego wskaźnika cechują się ujemnym istotnym statystycznie trendem. Odczucie suchości powietrza występuje we wszystkich dniach okresu zimowego, odczucie komfortu wilgotności zdarza się od kwietnia do października, z maksimum w sierpniu. W badanym wieloleciu coraz większy udział mają dni z odczuciem fizjologicznego komfortu wilgotności powietrza, a coraz mniejszy - dni z powietrzem odczuwanym jako suche, co wpływa pozytywnie na samopoczucie turystów. Prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia odczucia suchości powietrza jest najwyższe w przypadku napływu powietrza arktycznego nad Polskę południową (91% szans na wystąpienie suchości). Prawdopodobieństwo wystąpienia odczucia komfortowej wilgotności powietrza jest największe, gdy nad południową Polskę napływa powietrze zwrotnikowe (82,6% szans na wystąpienie komfortu).

**Słowa kluczowe:** bioklimatologia, niedosyt fizjologiczny, Kasprowy Wierch, zmiany klimatu



## **Zmienność wieloletnia występowania chmury *Alto cumulus lenticularis* na Wyżynie Śląskiej (na przykładzie Katowic; 1971-2020) i jej uwarunkowania cyrkulacyjne**

Patryk Sikora, Małgorzata Falarz

Uniwersytet Śląski w Katowicach, Wydział Nauk Przyrodniczych, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Celem pracy jest analiza zmienności rocznej i wieloletniej występowania chmury *Alto cumulus lenticularis* na Wyżynie Śląskiej (na przykładzie Katowic) wraz ze wskazaniem jej cyrkulacyjnych przyczyn. Materiał źródłowy wykorzystany w pracy pochodzi z IMGW-PIB. W pracy wykorzystano dane dotyczące zachmurzenia piętra średniego dla stacji synoptycznej w Katowicach w latach 1971-2020. Analizie poddano chmurę *Alto cumulus lenticularis* kodowaną jako CM=4 dla 8 terminów doby (co 3 godziny) w badanym okresie. W pracy wykorzystano również dane dotyczące mas powietrza, frontów atmosferycznych i typów cyrkulacji atmosferycznej na podstawie kalendarzu typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej T. Niedźwiedzia.

Najwięcej przypadków Ac len obserwowano jesienią a najmniej latem. Największa średnia liczba dni i liczba przypadków z Ac len wystąpiła w październiku i listopadzie, natomiast najmniejsza w lipcu. W przebiegu dobowym chmury te występowały najczęściej w godzinach od 6 do 15 UTC. Na podstawie analizy 50-letniego przebiegu liczby dni i liczby przypadków Ac len stwierdzono istotny statystycznie trend spadkowy tego typu zachmurzenia. Maksimum przypadków stwierdzono w 1975 r., natomiast minimum w 2016 r. Największe prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia Ac len stwierdzono w przypadku adwekcji powietrza z południa i południowego zachodu w cyklonalnych układach barycznych (>25%) oraz przy napływie nad południową Polskę masy powietrza polarno morskiego ciepłego (20%).

**Słowa kluczowe:** zachmurzenie, *Alto cumulus lenticularis*, typy cyrkulacji atmosfery, Wyżyna Śląska

## **Susza w województwie wielkopolskim w latach 2009-2023**

Tomasz Józwicki, Andrzej Doroszewski

Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy w Puławach, Zakład Agrometeorologii i Biogospodarki, ul. Czartoryskich 8, 24-100 Puławy, e-mail: tjozwicki@iung.pulawy.pl

Województwo wielkopolskie leży w zachodniej Polsce. Składają się na to makroregiony: Pojezierze Południowopomorskie, Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, Pojezierze Wielkopolskie oraz Nizina Południowowielkopolska (Kondracki 1998). Celem pracy było przedstawienie występowania suszy rolniczej w województwie wielkopolskim w latach 2009-2023. System Monitoringu Suszy Rolniczej w Polsce został opracowany i uruchomiony przez Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy w Puławach na wniosek Ministerstwa Rolnictwa i Rozwoju Wsi. Celem systemu jest szybkie wskazanie obszarów zagrożonych suszą, głównych upraw polowych dla każdej gminy w Polsce (Doroszewski i in. 2012). Pokrywa glebowa województwa wielkopolskiego przedstawia się następująco: gleby bardzo lekkie stanowią 30,47 % ogółu gleb, lekkie 56,79%, średnie 10,96% oraz ciężkie 1,78 %. Susza rolnicza na tym terenie występowała w latach 2009-2016 i 2017-2023. W roku 2017 susza nie wystąpiła. Najwięcej upraw na wszystkich czterech kategoriach glebowych było objętych suszą w roku 2015, 2018, 2019, 2021, 2022, 2023 (wszystkie 14 gatunków i grup roślin uprawnych), najmniej tychże gatunków i grup roślin susza objęła w roku 2014 (były to tylko rośliny strączkowe). Struktura zasiewów (wg GUS) w 2022 roku w tym województwie przedstawiała się następująco: zboża 52,75%, burak cukrowy 34,58%, ziemniak 8,95%, rzepak i rzepik 3,71%.

**Słowa kluczowe:** susza, woj. wielkopolskie, straty

### Literatura

- Doroszewski, A., i in., (2012), Podstawy Systemu Monitoringu Suszy Rolniczej. Woda Środowisko Obszary Wiejskie. Tom 12, Zeszyt 2 (38), s. 77-91.
- Kondracki, J., (1998). Geografia regionalna Polski. PWN Warszawa
- Strona internetowa Systemu Monitoringu Suszy Rolniczej w Polsce. <http://www.susza.iung.pulawy.pl>
- Strona internetowa GUS.

## **Snow cover trends and its sensitivity to air temperature changes in vertical profiles of the southern and northern slopes of the Western Carpathians**

Małgorzata Falarz<sup>1</sup>, Ladislav Markovič<sup>2</sup>, Pavol Faško<sup>2</sup>, Olivier Bochniček<sup>2</sup>

<sup>1</sup>University of Silesia in Katowice, Faculty of Natural Sciences, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

<sup>2</sup>Slovak Hydrometeorological Institute, Jeséniova 17, 83315 Bratislava 37, Slovak Republic

This paper analyzes trends in the number of days with snow cover and the maximum depth of snow cover during the winter season on the southern and northern slopes of the Western Carpathians. The primary research period spans the years 1961-2023. The analysis was conducted using data from 40 measuring stations (20 on the Slovak side, 20 on the Polish side) located at elevations ranging from 115 m above sea level (Hurbanovo) to 2635 m above sea level (Lomnický Štít). Additionally, trends over a longer period (up to 100 years) were analyzed at several selected weather stations. The sensitivity of snow cover changes to long-term shifts in air temperature across the Carpathian altitude profile was also examined.

A statistically significant negative trend in the duration of snow cover was observed at most of the analyzed stations on both slopes of the Carpathians. This trend diminishes as one moves towards the higher elevations of the Carpathians, and at some high-altitude locations (Lomnický Štít, Štrbské Pleso), the duration of snow cover even shows a statistically insignificant positive trend. During the period 1961-2020, the relationship between the number of days with snow cover and the average air temperature in winter (December-February, November-March) was statistically significant and tended to increase at the turn of the 20th and 21st centuries. The maximum depth of snow cover during the winter season generally shows a negative trend at most measurement points, with this trend being statistically significant in some lowland areas, particularly at the foot of the Carpathians (Hurbanovo, Kraków, Katowice). Conversely, at the high peaks of the Tatra Mountains, the depth of snow cover either shows a positive tendency (Lomnický Štít, Chopok), or is characterized by a statistically insignificant slight negative trend (Kasprowy Wierch).

**Key words:** mountain climate, snow cover, air temperature, climate change, Western Carpathians

## **Topoklimatyczne uwarunkowania dynamiki przyrostów rocznych świerka na przykładzie Sudetów Zachodnich**

Laskoś Martyna, Gap Maciej

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Koło Naukowe Studentów Geografii im. Juliana Czyżewskiego

Jedną z metod oceny witalności drzew jest analiza przyrostu pędów rocznych. Posiadają one jasnozielonkawe zabarwienie, a w miarę upływu kolejnych tygodni upodabniają się kolorem do ciemnozielonych pędów zeszłorocznych. Ich tempo przyrastania zależy m.in. od warunków termicznych. Stąd też na terenach górskich, pędy roczne najwcześniej pojawiają się i najszybciej przyrastają w najniższych położeniach. Następnie, wraz z rosnącą wysokością, ich aktywność się opóźnia. Jednak zróżnicowane przestrzennie warunki topoklimatyczne mogą zaburzyć te naturalne relacje.

Celem analizy jest ocena przestrzennego zróżnicowania reakcji przyrostowej świerka pospolitego (*Picea Abies*), bazująca na pomiarach długości pędów rocznych, które zależą m.in. od przestrzennie zróżnicowanych warunków termicznych i oświetleniowych oraz pozycji w zespole roślinnym.

Aby przeanalizować przestrzenne zróżnicowanie reakcji przyrostowej, w dniach 30-31 maja 2024 roku, zmierzono długość ponad 2500 pędów rocznych na 226 drzewach. Pomiary prowadzono w Sudetach Zachodnich, w trzech profilach w obrębie Karkonoszy oraz dwóch profilach w Górach Izerskich. W pracy terenowej posługiwano się oprogramowaniem ArcGIS on Line, które umożliwiło przygotowanie ankiety uwzględniającej różne cechy stanowiska pomiarowego oraz szczegółowe parametry drzew na którym dokonywano pomiarów długości pędów rocznych. Odnotowywano informacje na temat m.in. obwodu, wysokości i stanu zdrowotnego koron drzew, następnie wysokości, zwarcia oraz zróżnicowania gatunkowego otaczającego drzewostanu. W każdym stanowisku pomiarowym dokonywano pomiaru wysokości n.p.m., określano ekspozycję stoku, a także szczegółowo definiowano współrzędne geograficzne.

Wyniki pokazują, że nie tylko wysokość n.p.m., ale także forma terenu może decydować o zmianach długości pędów rocznych. Najwyraźniej to widać na przykładzie Hali Izerskiej znajdującej się na dnie płaskodennej kotliny we wnętrzu Gór Izerskich (840-880 m n.p.m.). Występują tu wyjątkowo intensywne nocne zastoiska zimnego powietrza pochodzenia radiacyjnego. Spadek temperatury powietrza poniżej 0°C notowany jest we wszystkich miesiącach, a dobowa amplituda temperatury przekracza dość często poziom 20-25°C. Prawdopodobieństwo wystąpienia przymrozków w miesiącach V-VII jest tutaj większe, niż na Śnieżce. Stąd też chłodne noce przyczyniają się do spowolnienia lub zatrzymania wzrostu pędów rocznych. W tym samym czasie, na podobnej wysokości, na stokach Karkonoszy oraz Gór Izerskich, nocne minima temperatury są o 10°C wyższe. Dzięki korzystniejszym warunkom termicznym pędy przyrastają szybciej, tzn. są o połowę (miejscami 2-krotnie) dłuższe i nie są narażone na przemarzanie. Porównanie długości pędów rocznych w kolejnych przedziałach wysokościowych pokazuje, że warunki termiczne determinujące wzrost drzew na terenie Hali Izerskiej (840-880 m n.p.m.) są porównywalne z tymi panującymi w strefie górnej granicy w Karkonoszach (1150-1250 m n.p.m.).

**Słowa kluczowe:** Sudety Zachodnie, topoklimat, świerk pospolity, pędy roczne

## **Klimatyczne szanse i wyzwania dla winiarstwa w Zielonej Górze w dobie postępującego globalnego ocieplenia**

Dominika Jaster<sup>1</sup>, Arkadiusz Marek Tomczyk<sup>2</sup>, Iwona Hildebrandt-Radke<sup>2</sup>, Paweł Matulewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Szkoła Doktorska Nauk Przyrodniczych, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>2</sup>Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Globalne ocieplenie znacząco wpływa na zmiany w uprawie winorośli, rośliny szczególnie wrażliwej na warunki klimatyczne. Wraz z ocieplaniem się klimatu, coraz bardziej realne staje się uprawianie winorośli w regionach, które dotąd były uznawane za nieodpowiednie, takich jak Polska. Zielona Góra, miasto z długą historią winiarstwa sięgającą średniowiecza, staje się obecnie jednym z wiodących regionów winiarskich w kraju. Aby ocenić, jakie szanse i wyzwania niesie ze sobą zmieniający się klimat dla tego regionu, przeprowadzono szczegółową analizę wskaźników klimatycznych i agroklimatycznych dla winiarstwa, opierając się na danych z lat 1951-2022 pochodzących ze stacji meteorologicznej IMGW-PIB w Zielonej Górze. Badania wykazały istotne zmiany klimatyczne, w tym wzrost średniej rocznej temperatury powietrza, wydłużenie okresu wegetacyjnego oraz zmniejszenie liczby przymrozków. Średnia roczna temperatura powietrza wzrosła, zaś liczba dni z temperaturami poniżej 8°C zmniejszyła się. Wydłużenie okresu wegetacyjnego, który rozpoczyna się coraz wcześniej i kończy później, sprzyja uprawie winorośli. Wzrost temperatury w okresie wegetacyjnym oraz skrócenie okresu bezprzymrozkowego również korzystnie wpływają na produkcję winorośli w regionie zielonogórskim. Jednocześnie zmieniające się warunki klimatyczne stawiają przed winiarzami nowe wyzwania, wymagające dostosowania technik uprawy i ochrony roślin, związane z pojawiającym się niedoborem opadów oraz występującymi przymrozkami po rozpoczęciu okresu wegetacji.

**Słowa kluczowe:** wskaźniki agroklimatyczne, winorośl, zmiany klimatu, Zielona Góra

## **Ocena warunków plonowania zbóż jarych w Polsce w kontekście suszy rolniczej w latach 1971-2020**

Anna Nieróbca

Zakład Biogospodarki i Agrometeorologii, Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa- Państwowy Instytut Badawczy (IUNG-PIB)

Dokonanie ilościowej oceny zmian warunków klimatycznych do plonowania w zbóż jarych za pomocą indeksów pogodowych (IP).

Ocenę klimatycznych warunków do plonowania zbóż jarych przeprowadzono na podstawie analizy IP dla okresu 50 lat (1971–2020). Obliczenia wykonano za pomocą modelu statystyczno-empirycznego, wykorzystując dane meteorologiczne z 58 stacji synoptycznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW-PIB) oraz ze stacji klimatycznej IUNG-PIB w Puławach. Obliczono cząstkowe IP, które pogrupowano na dwa okresy (sezony): wiosnę (III-V) i lato (VI-VIII), a także dla całego sezonu wegetacyjnego (IP końcowy). Analiza wymienionych okresów oraz podokresów posłużyła do oceny warunków klimatycznych do plonowania zbóż jarych w kraju.

Analiza warunków pogodowych od marca do maja wskazuje na poprawę warunków pogodowych wiosną w północnym i północno-wschodnim regionie kraju. Wzrost temperatury przyczynił się do poprawy warunków termicznych, umożliwiając wcześniejszy uprawę i siew. Najwyższe wartości indeksów pogodowych (mediana), a tym samym najlepsze warunki do produkcji zbóż jarych wiosną, występują w północnym regionie kraju, w województwach zachodniopomorskim (około 100 pkt) oraz warmińsko-mazurskim (100,8 pkt). Natomiast w województwach: opolskim, wielkopolskim, kujawsko-pomorskim, lubelskim, lubuskim oraz podkarpackim wartości analizowanych IP (mediana) są znacznie niższe na poziomie 95,4–98 pkt. Analiza warunków pogodowych w okresie letnim (od czerwca do końca sierpnia) wykazała największą zmienność IP w kraju. Przykładowo, wartości IP wynosiły 93,1 pkt dla Tarnowa oraz 102,9 pkt dla Chojnic. Niższe IP w okresie letnim są wynikiem coraz częściej występujących susz rolniczych w ostatnich dekadach.

Podsumowując całościowo okres wegetacji zbóż jarych (IP końcowy), wskazują na wyraźną tendencję pogarszania się warunków klimatycznych mających wpływ na plonowanie zbóż jarych. Obecnie w północnym i północno-wschodnim regionie kraju warunki do uprawy zbóż jarych są najlepsze. Natomiast w centralnej i południowej Polsce szczególnie w województwach opolskim, wielkopolskim, kujawsko-pomorskim, lubuskim i lubelskim, gdzie trendy indeksów pogodowych są ujemnie (-3,3; -4,3 pkt na 10 lat), warunki do uprawy zbóż są najmniej korzystne.

**Słowa kluczowe:** indeks pogodowy, zboża jare, susza rolnicza, zmiany klimatu

## **Wieloletnia zmienność okresu wegetacyjnego na Islandii**

Katarzyna Szyga-Pluta<sup>1</sup>, Katarzyna Piotrowicz<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

<sup>2</sup>Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński

Obserwowany w wielu regionach świata wzrost temperatury powietrza wpływa m.in. na termin rozpoczęcia i czas trwania wegetacji różnych gatunków roślin, w tym również przebieg procesów życiowych i tempo poszczególnych faz ich rozwoju. To właśnie temperatura powietrza stanowi podstawę wyznaczaną w ciągu roku tzw. termicznego okresu wegetacyjnego, który obejmuje dni ze średnią dobową temperaturą powyżej 5°C.

Rzadko analizie poddawana jest wieloletnia zmienność okresu wegetacyjnego w obszarach klimatu subpolarnego, choć zmiany temperatury powietrza w pobliżu koła podbiegunowego półkuli północnej są w ostatnich latach wyraźnie zauważalne.

Obszar Islandii, wyspy położonej między północną częścią Oceanu Atlantyckiego i południową Oceanu Arktycznego, stanowi bardzo dobre laboratorium do badań zmian klimatu, z uwagi na izolację tej wyspy (do najbliższego lądu – Grenlandii – jest 280 km, a do Norwegii 970 km). Jest też słabo zurbanizowanym krajem, którego liczba ludności wynosi 388 tys. (3,2 osoby/km<sup>2</sup>).

Celem pracy jest określenie prawidłowości w czasowej zmienności i przestrzennym zróżnicowaniu dat początku, końca i długości termicznego okresu wegetacyjnego na Islandii. W pracy wykorzystano średnie miesięczne wartości temperatury powietrza z siedmiu stacji dość równomiernie rozmieszczonych wzdłuż wybrzeża z lat 1961-2023. Do obliczenia parametrów okresu wegetacyjnego wykorzystano wzory Gumińskiego, a do wyznaczenia tendencji zmian – test Mann-Kendalla.

Stwierdzono, że na 6 z 7 stacji zaznaczyła się wyraźna tendencja zmian do coraz wcześniejszego rozpoczęcia okresu wegetacyjnego, natomiast na 4 stacjach – do późniejszego jego zakończenia. Największe i istotnie statystycznie zmiany (na poziomie <0,05) wystąpiły w północnej i północno-wschodniej części wyspy. Wynosiły one w granicach około -2,0 dnia/10 lat w przypadku dat początku i +2,5 dla daty końca okresu wegetacyjnego.

**Słowa kluczowe:** długość okresu wegetacyjnego, początek i koniec okresu wegetacyjnego, temperatura powietrza, tendencje zmian, Islandia

## Wykorzystanie kamery fenologicznej do opisu sezonowego rozwoju wybranych roślin w Ogrodzie Dendrologicznym UPP

Monika Różańska, Damian Józefczyk, Bogdan H. Chojnicki

Pracownia Bioklimatologii, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Wzrasta zainteresowanie obserwacjami sezonowych zmian zachodzących w roślinach, wynikające z ich dużej wrażliwości na klimat, przede wszystkim temperaturę. Dodatkowo, obecna zmiana klimatu prowadzić może do sytuacji, w której rośliny obcego pochodzenia, zyskując coraz bardziej sprzyjające warunki rozwoju, mogą zyskać na ekspansywności, tym samym stając się zagrożeniem dla rodzimej flory i ekosystemów. Tradycyjne badania fenologiczne polegające na opisie stanu roślin przez obserwatora zostały zubożone w ostatnim czasie o technikę kamer fenologicznych, polegającą na automatycznym gromadzeniu obrazów roślin przez cały rok. Technika ta jest zwykle wykorzystywana do badań ekosystemów w kontekście ich bilansu węgla, jednak może być także użyta do badań fenologicznych nawet pojedynczej rośliny. Dodatkowo, ta technika stanowi uzupełnienie badań wielkoskalowych (np. satelitarnych), a jej zaletami jest wysoka rozdzielczość czasowa prowadzonych obserwacji oraz duża niezależność od warunków meteorologicznych.

Obrazy wykonywane kamerą fenologiczną (zdjęcia co 10 minut) działającą w Ogrodzie Dendrologicznym Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu zostały zgromadzone w okresie od 2021 do 2023 r. Posłużyły one do oceny dynamiki sezonowego rozwoju nierodzimych roślin ozdobnych: *Ginkgo biloba* (Gbi), *Magnolia salicifolia* (Msa), *Syringa vulgaris* (Svu). Do opisu rozwoju roślin wykorzystano wartości koordynaty chromatycznej koloru zielonego (GCC). Początek sezonowego rozwoju - początek wzrostu Gcc, w kolejnych latach przypadła w następujących dniach roku: Gbi – 119, 110 i 105; Msa – 120, 106 i 100; SvU – 69, 85 i 64. Wartości te korespondują z bezpośrednimi obserwacjami roślin. Analogicznie koniec sezonu został wyznaczony na dni: Gbi – 302, 309, 317; Msa – 303, 313 i 313 oraz SvU – 311, 303, 324. Wyniki wykorzystano do określenia wartości sum temperatur efektywnych (GDD) charakteryzujących poszczególne fazy rozwoju wyznaczonych za pomocą Gcc.

**Słowa kluczowe:** kamera fenologiczna, sezon wegetacyjny, GDD



## **Gra "Osiedle z klimatem" jako narzędzie adaptacji najbliższego otoczenia do zmiany klimatu**

Magdalena Kuchcik<sup>1</sup>, Agata Cieszewska Pl<sup>2</sup>, Joanna Adamczyk-Jabłońska<sup>2</sup>, Joanna Dudek-Klimiuk<sup>2</sup>,  
Renata Giedych<sup>2</sup>, Krzysztof Klimaszewski<sup>3</sup>, Marcin Łączyński<sup>4</sup>, Gabriela Maksymiuk<sup>2</sup>,  
Dorota Pusłowska-Tyszewska<sup>5</sup>, Piotr Wałydkowski<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, mkuchcik@twarda.pan.pl

<sup>2</sup>Katedra Architektury Krajobrazu, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, agata\_cieszewska@sggw.edu.pl

<sup>3</sup>Katedra Biologii Środowiska Zwierząt, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego

<sup>4</sup>Laboratorium Badań Medioznawczych, Uniwersytet Warszawski

<sup>5</sup>Katedra Ochrony i Kształtowania Środowiska, Politechnika Warszawska

Strategiczne, tzw. poważne gry mogą być jednym z najciekawszych i najskuteczniejszych narzędzi edukacyjnych w działaniach na rzecz adaptacji do zmiany klimatu. Dlatego właśnie interdyscyplinarny projekt Co-Adapt - Communities for Climate Change Action (NOR/IdeaLab/Co-Adapt/0002/2020-00; <https://coadapt.pl/en>) miał na celu opracowanie gry komputerowej (przy okazji powstała także gra planszowa) wspierającej społeczności lokalne w podejmowaniu oddolnych, świadomych działań wobec wyzwań klimatycznych.

Gra jest dostosowana do lokalnych warunków środowiskowych i przestrzennych, odbywa się na mapach prawdziwych dzielnic, co stymuluje większą motywację graczy. Mieszkańcy grają razem, wypracowują wspólne rozwiązania, często w drodze kompromisu. Gra umożliwia testowanie różnych wyborów z szerokiego, ale ograniczonego zakresu rozwiązań związanych z zieloną i niebieską infrastrukturą, zasobami odnawialnymi, przyjaznymi dla klimatu zmianami kolorów fasad i dachów itp. Gra zawiera w sobie także jawne dla graczy konsekwencje (koszty, oszczędności, korzyści klimatyczne) i ukryte przed nimi bonusy danych rozwiązań (m.in. integracja społeczna, wzrost bioróżnorodności).

Pilotażowe gry zostały rozegrane w pięciu dzielnicach Warszawy zróżnicowanych pod względem intensywności zabudowy, miejskiej wyspy ciepła, ryzyka powodzi, czynników społeczno-ekonomicznych. Osiedla zostały wybrane po konsultacjach z Urzędem Miasta Stołecznego Warszawy spośród najbardziej aktywnych społeczności lokalnych i na gruntach należących do miasta. Własność miasta jest kluczowa, gdyż mieszkańcy będą mogli zaimplementować część z wybranych rozwiązań: zasadzić drzewa, zasiać łąkę kwietną, stworzyć nieckę retencyjną lub założyć mały sad. Grę testowano także na kilku polskich i amerykańskich uczelniach.

„Osiedle z klimatem” to zupełnie nowy pomysł na zaangażowanie nauki do działań społeczności lokalnych w celu wzbudzenia w nich chęci do wspólnego działania, poprawy ich środowiska życia, adaptacji do zmiany klimatu ich osiedli i ogólnie do podniesienia świadomości środowiskowej (<https://osiedlezklimatem.pl/>)

**Słowa kluczowe:** poważna gra, klimat miasta, adaptacja, rozwiązania oparte na przyrodzie, odporność

## **How to curb climate change? On the basis of the history of the climate**

Tomasz Szczęsny

Badacz niezależny. 86-031 Jaruzyn, ul. Swobodna 4. e-mail: tomjaszczesny@gmail.com.pl

Ocieplenie klimatu budzi powszechny niepokój. W najbliższych stuleciach może stanowić zagrożenie dla życia na Ziemi. Z kolei w perspektywie tysiącleci może ono opóźnić nadejście następnego zlodowacenia, co należy uznać za korzystne dla życia roślin, zwierząt i ludzi. Celem pracy jest analiza, czy można wykorzystać obecne ocieplenie klimatu, aby już w obecnym stuleciu odtworzyć warunki, jakie panowały w optimum klimatycznym holocenu, kiedy w Azji i północnej Afryce prawie nie było pustyń.

Przeprowadzono analizę literatury naukowej dotyczącej zmian klimatu w czasie ostatnich 21.000 lat, czyli od ostatniego szczytu ostatniego zlodowacenia. Na podstawie tej analizy postawiono następujące hipotezy:

1. Od czasu wynalezienia rolnictwa ludzie wycinali lasy i przyspieszali pustynnienie terenów narażonych na wysychanie. W ten sposób zwiększali albedo planety, co powodowało ochłodzenie, a nie ocieplenie klimatu.

2. Największe ochłodzenie klimatu miało miejsce na samym początku epoki przemysłowej. Wtedy głównym paliwem do napędzania maszyn parowych było drewno. To ochłodzenie można wyjaśnić wzrostem albedo Ziemi przy zachowaniu stałej puli węgla w tzw. szybkim obrocie węglowym. Temperatura na powierzchni Ziemi zaczęła rosnać dopiero wtedy, kiedy ludzie sięgnęli po paliwa kopalne i zaczęli zwiększać ilość węgla w szybkim obrocie węglowym.

3. Neolityczni pasterze i rolnicy mogli przyspieszyć pustynnienie Sahary i Bliskiego Wschodu. Za rozważeniem tej hipotezy przemawia fakt, że Sahara i Bliski Wschód stały się pustyniami w ciągu zaledwie 700 lat, w czasie rozkwitu Neolitu w tych krajach.

4. Około 2200 lat p.n.e. ludzie mogli wywołać trwające 150 lat ochłodzenie i suszę (tzw. 4.2 ky event), co spowodowało upadek wszystkich cywilizacji neolitycznych. Była to największa katastrofa klimatyczna w czasach cywilizowanych (udokumentowana źródłami pisanymi). Spowodowała zmianę miejsc zamieszkania większości ludzi na Ziemi.

W oparciu o przemyślenia wyniesione z analizy piśmiennictwa dotyczącego historii klimatu w holocenie, szczególnie o mechanizmach rządzących klimatem, przedstawiono hipotezę, że można by wykorzystać obecne ocieplenie klimatu, aby skierować wilgotne wiatry do wnętrza kontynentów. Jako mechanizm spustowy zaproponowano osłabienie Wyżu Syberyjskiego przez skierowanie dopływów rzeki Ob do Azji Centralnej. Skutkiem byłoby nie tylko odtworzenie Jeziora Aralskiego, ale też zazielenienie pustyń w całej Azji, a być może nawet Sahary. Rośliny pochłonęłyby część dwutlenku węgla i zamieniły go w węglowodany i białka, czyli w pokarm dla ludzi i zwierząt. Zapewniałyby też ochronę przed wiatrem i cień, czyli lepsze warunki do życia nad i pod powierzchnią gleby. Zwiększone opady atmosferyczne podniosłyby poziom wód gruntowych w głębi kontynentów, dzięki czemu wzrost poziomu mórz zostałby spowolniony.

**Słowa kluczowe:** 4.2 ky event, neolithic revolution, climate warming, Aral Sea disaster, climate change adaptation, climate change mitigation

## **Zmiany klimatu w neolicie. Czy pierwsi pasterze i rolnicy przyspieszyli pustynnienie Sahary i Bliskiego Wschodu?**

Tomasz Szczęsny

Badacz niezależny. 86-031 Jaruzyn, ul. Swobodna 4. e-mail: tomjaszczesny@gmail.com.pl

Dzięki obecnemu ociepleniu klimatu zdaliśmy sobie sprawę, że ludzie umieją zmieniać klimat w skali globalnej. Jednak ludzie zmieniali klimat od dawna. Nasz wpływ na powierzchnię planety rozpoczął się odkąd paleolityczni łowcy-zbieracze nauczyli się korzystać z ognia. Stosując podpalenia celowo przekształcali zarośla i lasy w step lub sawannę. W tym czasie wpływ człowieka na szatę roślinną nie był trwały. Wynalazek rolnictwa i hodowli zwierząt zmienił to, ponieważ spowodował eksplozję demograficzną. Dzięki wzrostowi populacji rozpoczęła się nowa era, neolit. Rewolucja neolityczna stworzyła społeczeństwa i cywilizacje.

W krajach położonych na północ od Zwrotnika Raka (n.p. północna Afryka, Bliski Wschód, północne Indie, Chiny) rozkwit neolitu nastąpił w trzecim tysiącleciu p.n.e., trwał kilkaset lat i zakończył się trwającym około 150 lat ochłodzeniem i suszą, zwaną wydarzeniem 4,2 ky (4.2 ky event). Rozkwit neolitu pokrywa się z przyspieszeniem pustynnienia Sahary i Bliskiego Wschodu. Wydarzenie 4,2 ky zmusiło większość ludzi żyjących na Ziemi do zmiany miejsca zamieszkania, a także trwające do dzisiaj powiększenie pustyni Gobi i pustyni Thar. Na podstawie analizy literatury autor postawił liczne hipotezy, m.in.:

1. Neolityczni pasterze i rolnicy mogli przyspieszyć pustynnienie Sahary i Bliskiego Wschodu. Za rozważeniem tej hipotezy przemawia fakt, że Sahara i Bliski Wschód stały się pustyniami w ciągu zaledwie 700 lat, w czasie rozkwitu Neolitu w tych krajach.
2. Warunkiem wystąpienia optimum klimatycznego holocenu był wysoki poziom wód gruntowych na Bliskim Wschodzie, którego konsekwencją było powiększenie lodowców w górach otaczających Tybet.
3. W czasie optimum klimatycznego te lodowce hamowały wiatry napędzające Indyjski Monsun Letni, co zwiększyło pulę ciepła i wilgoci dla borealnego Monsunu Wschodnioafrykańskiego.
4. Dlatego rabunkowa gospodarka rolna w Neolicie powodująca obniżenie poziomu wód gruntowych na Bliskim Wschodzie mogła nie tylko przyspieszyć pustynnienie Bliskiego Wschodu, ale też zamianę Sahary w pustynię.
5. Około 2200 lat p.n.e. ludzie mogli wywołać trwające 150 lat ochłodzenie i suszę (tzw. 4.2 ky event), co spowodowało upadek wszystkich cywilizacji neolitycznych. Była to największa katastrofa klimatyczna w czasach cywilizowanych (udokumentowana źródłami pisanymi). Spowodowała zmianę miejsc zamieszkania większości ludzi na Ziemi.

**Słowa kluczowe:** 4.2 ky event, neolithic revolution, climate warming, summer monsoons, holocene climatic optimum