



atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

**KLIMAT EUROPY
PRZESZŁOŚĆ, TERAŹNIEJSZOŚĆ, PRZYSZŁOŚĆ
(W KOLEJNYCH 33 TOMACH ATLASU I, 1974 – XXXIII, 2015)**

**UNIVERSITY OF WARSAW
FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES**

MARIA STOPA-BORYCZKA , JERZY BORYCZKA

**XXXIV. CLIMATE OF THE EUROPE: PAST, PRESENT, FUTURE
(IN ATLAS I, 1974 – XXXIII, 2015)**

atlas

**OF INTERDEPENDENCE
OF METEOROLOGICAL
AND GEOGRAPHICAL
PARAMETERS
IN POLAND**

Warszawa 2016

**UNIwersYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH**

MARIA STOPA-BORYCZKA , JERZY BORYCZKA

**XXXIV. KLIMAT EUROPY
PRZESZŁOŚĆ, TERAŹNIEJSZOŚĆ, PRZYSZŁOŚĆ
(W KOLEJNYCH 33 TOMACH ATLASU I, 1974 – XXXIII, 2015)**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2016

Komitety Redakcyjny

Krzysztof BŁAŻEJCZYK
Maria STOPA-BORYCZKA
Jerzy BORYCZKA
Jolanta WAWER
Władysław ŻAKOWSKI

Recenzent

Bohdan Mucha
Lwowski Uniwersytet im. Iwana Franki
Ukraina

© Copyright by Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW 2016

ISBN 978 - 83- 63245 - 10 -8

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW, zam. 55/2016

SPIS TREŚCI

I.	WPROWADZENIE	5
II.	CHARAKTERYSTYKA OGÓLNA WYDAWNICZEJ SERII ATLASU ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	7
III.	ATLAS WSPÓŁZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (kolejne tomy T.I ,1974 – T. XXXIII, 2015)	17
3.1.	Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974), ss. 276	17
3.2.	Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976), ss. 455	25
3.3.	Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1980), ss. 322	31
3.4.	Klimat północno-wschodniej Polski (Stopa-Boryczka M., Martyn D., Boryczka J., Wawer J., Ryczywolska E., Kopacz-Lembowicz M., Kossowska-Cezak U., Lenart W., Danielak D., Styś K.,1986), ss. 510	37
3.5.	Z badań klimatu Polski (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E.,1989), ss. 284	46
3.6.	Wpływ Oceanu Atlantyckiego i rzeźby terenu na klimat Polski (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990), ss.334.	57
3.7.	Zmiany wiekowe klimatu Polski (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992), ss. 439	69
3.8.	Cechy oceaniczne klimatu Europy (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowa M., Śmiałkowski J., 1994), ss. 405	79
3.9.	Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995), ss. 321	93
3.10.	Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie (Boryczka J.,Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1997), s. 220	108
3.11.	Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E.,Skrzypczuk J., 1998), ss. 258	118
3.12.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu miast w Europie (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wągrowa M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999), ss.255	128
3.13.	Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E.,Skrzypczuk J., 1999), ss. 283)	143
3.14.	Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000), ss. 209	159
3.15.	Prognozy zmian klimatu miast Europy (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001), ss. 249	167
3.16.	Prognozy zmian klimatu Polski (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002) , ss. 212	189
3.17.	Mroźne zimy i upalne lata w Polsce (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003) , ss. 297 Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004), ss. 217	194
3.18.	Groźne zjawiska pogodowe w Polsce (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004), ss. 217	207
3.19.	Cechy termiczne klimatu Europy (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Pietras K., Bijak S., Błażek E., Skrzypczuk J., 2005) , ss. 184	213
3.20/21	Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007) , ss. 266	233

3.22.	Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008) , ss. 332	258
3.23.	Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009) , ss. 383	271
3.24.	Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010), ss. 333	283
3.25.	Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010) ss. 417	294
3.26/27	Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast) (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012), ss. 596	303
3.28.	Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012), ss. 470	317
3.29.	Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013), ss. 443	332
3.30.	Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013), ss. 550.	353
3.31/32	Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)(Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2014), ss. 422	367
3.33.	Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2015, ss. 444	387
IV.	METODY STATYSTYCZNE ZASTOSOWANE W MODELOWANIU PRZESTRZENNYCH I CZASOWYCH ZMIAN KLIMATU EUROPY	397
4.1.	Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych wielomianami regresji	397
4.2.	Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych równaniami hiperpłaszczyzn głównych	409
4.3.	Badania okresowości zmiennych przyrodniczych metodą sinusoid regresji J. Boryczki	418
V.	PROMOCJA WYNIKÓW BADAN PRZEZ PROFESORÓW RÓŻNYCH SPECJALIZACJI	433
VI.	KLIMAT WIELKIEJ WARSZAWY W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII W LATACH 1952-2007 (XII Piknik Naukowy, 2008) – Suplement do T. XXX. Atlasu (2013)	441
VII.	LITERATURA	456

I. WPROWADZENIE

Prezentowany Tom XXXIV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Klimat Europy – przeszłość, teraźniejszość, przyszłość (w kolejnych 33 tomach Atlasu I, 1974 – XXXIII, 2015)* należy traktować jako podsumowanie ważniejszych wyników badań w zakresie modeli empirycznych przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski. Kolejne tomy Atlasu ukazujące się w druku od ponad 40 lat: tom I, 1974) – opublikowany w roku 1974, a XXXIII – w 2015) różnią się między sobą zarówno problematyką badań, jak też zastosowaniem oryginalnych metod statystycznych modelowania zmian klimatu.

W rozdziale III. pt. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (kolejne tomy T.I - 1974 – T. XXXIII - 2015)* przedstawiono zarysy problemów badawczych, spisy treści z numerami stron i ważniejsze wyniki badań klimatu. Szczególne znaczenie mają modele przestrzenne aproksymacji pól zmiennych meteorologicznych równaniem hiperpłaszczyzny regresji i wielomianem regresji 4-ego stopnia względem szerokości geograficznej (φ), długości (λ) i wysokości nad poziomem morza (H).

Najpierw opisano empirycznymi wzorami pola zmiennych meteorologicznych w Polsce w tomach I (1974) -VI (1990), a później na obszarze całej Europy w VIII (1994) i t. XIX (2005).

Nowością w badaniach przestrzennych zmian klimatu Europy (i Polski) stanowią mapy izogradientów horyzontalnych $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$ o składowych południkowej $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ i równoleżnikowej $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ (wyrażonych także w $^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$) oraz hipsometrycznych $\frac{\partial T}{\partial H}$ wyznaczonych z wielomianów regresji 4. stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$. Gradienty horyzontalne na poziomie morza $\vec{\Gamma}$ i na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ są wektorami – o odpowiednich kierunkach i zwrotach (na mapach strzałki) oraz długości. Wprowadzenie do wzorów empirycznych trzeciej współrzędnej położenia – wysokości nad poziomem morza H pozwala na wyodrębnienie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego.

O przejściowości klimatu Polski świadczy m.in. zmiana znaku gradientu równoleżnikowego ($\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2$) temperatury powietrza w ciągu roku, z ujemnego zimą ($a_2 < 0$) na dodatni latem ($a_2 > 0$) – w równaniu hiperpłaszczyzny regresji:

$$T = a_0 + a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H.$$

Wielomiany regresji 4. stopnia umożliwiają również oszacowanie z dużą dokładnością wartości np. temperatury, opadów tam, gdzie nigdy nie prowadzono pomiarów. Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych przede wszystkim wielomianami wyższych stopni względem współrzędnych geograficznych, które są jednocześnie czynnikami geograficznymi determinującymi klimat, okazały się dobrym narzędziem badań klimatu.

O aktywności naukowej w zakresie zmian klimatu Polski i Europy, cykliczności, tendencji i prognoz w XXI wieku informują inne tomy (VII, IX –XX-XXI, XXIII, XXV, XXXI-XXXII i XXXIII) opublikowane w latach 1992, 1995-2010, 2014 i 2015.

Prace identyfikujące przyczyny naturalnych ochłodzeń i ociepleń klimatu w XVIII-XX wieku przyniosły postęp w badaniach zmian klimatu Ziemi. Wykazanie analogicznej cykliczności skutków i domniemanych przyczyn umożliwiło opracowanie prognoz zmian klimatu Europy, z wyodrębnieniem Polski.

Na uwagę zasługują przede wszystkim modele wiekowych zmian klimatu, będące wypadkową interferencji cykli obecnych w widmach zmiennych meteorologicznych, dendrologicznych i innych, wyznaczonych metodą „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998), które umożliwiły rekonstrukcję i prognozę zmian klimatu do końca XXI wieku, a także w przyszłych stuleciach.

Prognozowano według wypadkowej $f(t)$ interferencji k najistotniejszych statystycznie („najsilniejszych”) cykli o okresie θ_j , amplitudzie b_j i fazie c_j , gdzie składnik liniowy at charakteryzuje na ogół antropogeniczną część trendu czasowego:

$$f(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j\right)$$

Prognozy zmian temperatury powietrza w 40 miejscach Europy, opracowane na podstawie długich serii pomiarów, opublikowano w 3 tomach *Atlasu zima i lato* (t. XVII, Boryczka i in., 2003), *styczeń i lipiec* (t. XIX, Boryczka i in., 2005) oraz *rok* (t. XX-XXI, Stopa-Boryczka i in., 2007).

Prognozy temperatury powietrza w Europie na podstawie interferencji wykrytych cykli (składników deterministycznych) są dość wiarygodne. Zweryfikowano najwcześniejsze prognozy temperatury powietrza w Warszawie (z roku 1984) i późniejsze w innych miejscach Europy: środkowa Anglia, Greenwich, Paryż, Berlin, Moskwa, Sztokholm i Rzym. Wykazano na ogół synchronizację przebiegów (koincydencję ekstremów) wartości temperatury zmierzonych T i prognozowanych dawniej $f(t)$ (ekstrapolowanych poza przedział aproksymacji) oraz istotną korelację (według testów F Fishera-Snedecora i t-Studenta).

Istotnym ogniwem w badaniach naukowych i kształceniu klimatologów w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych są również prace magisterskie, a skróty kilkudziesięciu z nich zamieszczono w tomach od XXII (2008) do XXX (2013).

W rozdziale IV. *Metody statystyczne zastosowane w modelowaniu przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy* zdefiniowano równania prostych, płaszczyzn, hiperpłaszczyzn i wielomianów regresji 4. stopnia, aproksymujące pola zmiennych meteorologicznych i podano algorytmy ich wyznaczania – z zastosowaniem rachunku macierzowego (4.1). Podano przykłady wyznaczania równań wielomianów regresji według programu REGLINP (Excel 2007). Zdefiniowano hiperpłaszczyznę główną, aproksymującą punkty empiryczne (wg minimum sumy kwadratów odległości) oraz elipsoidę prawdopodobieństwa i jej wykorzystanie w wielowymiarowym rozkładzie normalnym (4.2). Ponadto zdefiniowano metodę „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998) badania okresowości zjawisk przyrodniczych. Podano przykłady jej zastosowania, także w przypadkach serii pomiarów o różnych odstępach czasu (4.3).

Promocji wyników badań w *Przedmowach Atlasu* (rozd. V) dokonali profesoria różnych specjalizacji: prof. Wincenty Okołowicz, prof. dr hab. Zdzisław Mikulski, prof. dr Jerzy Kondracki, dr hab. Jerzy Cyberski (1995, praca habilitacyjna) i prof. Krzysztof Koźuchowski.

W ostatnim rozdziale VI. *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007 (XII piknik naukowy, 2008)* – Suplement do t. XXX *Atlasu*, przedstawiono dodatkowo udział studentów w badaniach naukowych.

Pliki.pdf od Tom I (1974) do Tom XXXIII (2015) są dostępne w Internecie: wgsr (lub Wydawnictwa wgsr) [Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu ...](#); [nauka cząsteczkowa](#); Lista czasopism nie ukazujących się; [Atlas](#)

II. CHARAKTERYSTYKA OGÓLNA WYDAWNICZEJ SERII ATLASU ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, którego kolejne tomy ukazują się w druku od ponad 40 lat, można już traktować jako zakładową serię wydawniczą. Tom I opublikowano w roku 1974, a XXXIII w 2015. Kolejne tomy *Atlasu* różnią się między sobą zarówno problematyką badań, jak też zastosowanymi oryginalnymi metodami statystycznych opracowań.

W ośmiu tomach *Atlasu* (I-V, VI, VIII, XIX) opisano empirycznymi wzorami pola elementów klimatologicznych w Polsce i Europie. Równania prostych, płaszczyzn, hiperpłaszczyzn i wielomianów regresji wyższych stopni względem współrzędnych położenia (szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza) określają główne cechy pola temperatury, wilgotności powietrza, opadów itp. Modelowanie pól przede wszystkim wielomianami wyższych stopni względem współrzędnych geograficznych, które są jednocześnie czynnikami geograficznymi determinującymi klimat, okazały się dobrym narzędziem badań klimatu. Szczególną rolę odgrywa trzecia współrzędna położenia – wysokość nad poziomem morza, której wprowadzenie do wzorów empirycznych umożliwia z dużą dokładnością oszacowanie wartości temperatury, opadów tam, gdzie nigdy nie prowadzono pomiarów.

O aktywności naukowej w zakresie zmian klimatu Polski i Europy, cykliczności, tendencji i prognoz w XXI wieku informują pozostałe tomy (VII, IX - XX-XXI, XXIII, XXV i XXXI-XXXIII) opublikowane w latach 1992, 1995-2007, 2009, 2010 i 2014-2015.

Prace identyfikujące przyczyny naturalnych ochłodzeń i ociepleń klimatu w XVIII-XX wieku przyniosły postęp w badaniach klimatu Ziemi. Wykazanie analogicznej cykliczności domniemanych przyczyn zmian klimatu umożliwiło opracowanie prognoz klimatycznych Europy i Polski.

Poszczególne tomy *Atlasu* nawiązują do aktualnie rozwiązywanego problemu „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Europy i Polski” z wyodrębnionymi tematami:

- Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu
- Cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny
- Tendencje wiekowe zmian klimatu
- Antropogeniczne zmiany klimatu
- Prognozy zmian klimatu w XXI wieku
- Weryfikacja prognoz okresowych zmian klimatu Europy

Istotnym ogniwem w badaniach naukowych i kształcenia klimatologów w zakresie wiekowych zmian klimatu są również prace magisterskie. Stanowią one oryginalne opracowania cząstkowe na podstawie krótkich, jak też najdłuższych serii pomiarów. Przykładem takiej współpracy pracowników Zakładu ze studentami są liczne prace magisterskie dotyczące temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie. Część tych wyników i obliczeń została włączona do tabel i wykresów opublikowanych w XI i XII tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk 1998-1999).

Za wielką monografię klimatu Warszawy można uznać ponad 150 prac magisterskich dotyczących poszczególnych elementów klimatu, z wyróżnieniem warunków

termicznych, opublikowanych w kolejnych tomach : XXII-XXX *Atlasu* w latach 2008-2013. Ponadto Atlasy zawierają wyniki badań prowadzonych przez pracowników i studentów Zakładu Klimatologii w różnych skalach przestrzennych i czasowych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

Dwa tomy *Atlasu*: XIV (2000) – pt. *Prognozy zmian klimatu Warszawy* i XV (2001) – *Prognozy zmian klimatu miast w Europie* można uznać za syntezę wcześniejszych wyników badań zmian klimatu i ich uwarunkowań w XVIII-XXI wieku. Postęp badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy stanowią *Atlasy*, opublikowane w pierwszej dekadzie XXI wieku: XVII (2003) – *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce, XX-XXI* (2007) – *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, XXIII (2009) – *Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze*. XXV (2010) – *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku*, XXXI-XXXII (2014) – *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)*. XXXIII (2015) – *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja*.

Na podstawie istniejących ciągów chronologicznych: aktywności Słońca, Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*), temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wnioskuje się o naturalnych przyczynach wahań klimatu. Wnioskuje się również, że część postępującego ocieplenia wynika z przyczyn naturalnych, tj. wzrostu aktywności Słońca i spadku aktywności wulkanicznej w ostatnim stuleciu.

Prognozy temperatury powietrza w Europie na podstawie interferencji wykrytych cykli (składników deterministycznych serii pomiarowych) są dość wiarygodne. Występuje dobra zgodność zmian temperatury powietrza i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (*NAO*) w latach 1700-2100. Można oczekiwać, że klimat Europy będzie nadal kształtowany zmianami cyrkulacji strefowej, skorelowanej z temperaturą wód Atlantyku Północnego (ze wskaźnikiem *NAO*). Należy też przypuszczać, że nie zmieni się cykliczność aktywności Słońca (stałej słonecznej) w XXI wieku i jej wpływ na klimat Ziemi.

Materiały źródłowe

Przed przystąpieniem do prezentacji kolejnych 33 tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, dokonano ogólnej oceny materiałów źródłowych oraz zastosowanych statystycznych metod badań i opracowań klimatologicznych.

Specyfika wydawniczej serii *Atlasu* uzasadnia wyeksponowanie na pierwszym miejscu strony graficznej. Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych w różnych okresach umożliwia prognozę klimatu w różnych skalach czasowych i przestrzennych. Najdłuższe serie pomiarów pozwoliły na określenie tendencji i prognozy przede wszystkim temperatury powietrza i opadów atmosferycznych. Należy podkreślić, że w całej serii *Atlasu*, najwięcej przykładów opracowań klimatologicznych pochodzi z drugiej połowy XX wieku. Materiały źródłowe (przedziały czasu) na podstawie których opracowano mapy i wykresy zmiennych meteorologicznych oraz dendrologicznych podano w tabelach 1-8.

Tabela 1. Mapy podstawowych elementów meteorologicznych w Polsce i Europie

Przedział czasu	Tom
10-letni (1951-1960)	I, II, III, VI
15-letni (1951-1965)	IV
25-letni (1971-1995)	XV, XVI, XVII
30-letni (1951-1980)	V
30-letni (1930-1960)	VIII
30-letni (1961-1990)	XIX
45-letni (1951-1995)	XVII

Tabela 2. Stacje meteorologiczne w w Europie, ich współrzędne : szerokość geograficzna φ , długość λ i wysokość nad poziomem morza H oraz przedział czasu (zob. wykresy zmian długookresowych temperatury powietrza w Europie (XVII-XX w.) – Tom: XVII, XIX i XX-XXI

	Miejscowość	Przedział casu	φ	λ	H
1	Akureyri	1882-2002	65°41'N	18°05'W	27
2	Anglia Środkowa	1660-1973	-	-	-
3	Ateny	1858-2002	37°58'N	23°43' E	107
4	Bazylea	175 5-1980	47°36'N	7°36'E	316
5	Berlin	1769-1990	52°28'N	13°18'E	58
6	Budapeszt	1780-1991	47°31'N	19°02'E	129
7	Genewa	1768-1980	46°15'N	6°08'E	416
8	Greenwich	1763-1969	5 1°30'N	0°00'	
9	Innsbruck	1777-2000	48°24'N	17°09'E	207
10	Kijów	1812-2000	50°24'N	30°34'E	167
11	Kopenhaga	1768-1991	55°37'N	12°39'E	5
12	Kraków	182 7-1997	50°04'N	19°57'E	221
13	Kremsmuenster	1767-198 1	48°00'N	14°06'E	
14	Lwów	1824-2002	49°49'N	23°57'E	323
15	Marsylia	1838-2002	43°27 'N	5°14'E	36
16	Mińsk	189 1-2002	53°56'N	27°38'E	231
17	Monachium	1781-1991	48°22'N	11°48'E	447
18	Moskwa	1779-2002	55°50'N	37°37'E	156
19	Odessa	182 1-2002	46°26'N	30°46'E	42
20	Oksford	1828-1980	51°42'N	1°12'E	63
21	Oslo	18 16-1991	59°57'N	10°43'E	96
22	Paryż	1757-1995	48°58'N	2°27'E	65
23	Poczdam	1984-1992	52°23'N	13°04'E	100
24	Praga	177 1-2002	50°06'N	14°15'E	365
25	Ryga	1795-1990	56°58'N	24°03'E	7
26	Rzym	1811-1991	41°48'N	12°36'E	46
27	Saentis	1883-1988	47°15'N	9°21'E	2500
28	Sonnblick	1921-1980	47°03'N	12°57'E	3109
29	Stambul	1839-2002	40°58'N	29°05'E	33
30	Sztokholm	1756-1994	59°34'N	18°06'F	44
31	Tallinn	1779-2002	59°23'N	24°35' E	34
31	Trondhejm	1761-1981	63°24'N	0°30'E	133
33	Uppsala	1739-1970	59°54'N	17°36'E	
34	Vestmannaeyjar	1884-1981	63°24'N	20°17' E	124
35	Warszawa	1779- 1998	52°13'N	21°02'E	110
36	Wiedeń	1775-2002	48°15'N	16°22'E	200
37	Wilno	1777-2002	54°38'N	25°06'E	156
38	Wrocław	792-2002	5 1°08'N	16°59'E	116
39	Zagrzeb	1862-2002	45°49'N	15°59'E	162
40	Zurich	1864-19 80	47°23'N	8°34'E	569

Tabela 3. Stacje meteorologiczne dla których sporządzono wykresy: zmian długookresowych temperatury powietrza w Polsce na tle Europy (XVII-XX w.) – Tom: VII, XI, XII, XIII, XIV

Miasto	Przedział czasu	Liczba lat	Miasto	Przedział czasu	Liczba lat
Warszawa	1779-1990	212	Praga	1771-1980	210
Kraków	1826-1990	165	Zurych	1864-1980	117
Wrocław	1851-1980	130	Poczdami	1893-1992	100
Anglia	1659-1973	315	Colombo	1869-1980	111
Genewa	1768-1980	213	Spistbegen	1912-1975	63

Tabela 4. Rozmieszczenie dębów w Polsce

Dąb	Przedział czasu	Dąb	Przedział czasu
Gdańsk	1762-1985	Poznań	1836-1986
Gołdap	1871-1986	Roztocze	1872-1988
Hajnówka	1720-1984	Suwałki	1861-1986
Koszalin	1782-1986	Toruń	1713-1986
Kraków	1792-1985	Warszawa	1690-1984
Pomorze wsch.	996-1985	Wolin	1554-1986
Pomorze wsch. 1	996-1500	Wrocław	1727-1986
Pomorze wsch 2	1500-1985		

Tabela 5. Rozmieszczenie badanych drzew w Europie w różnych przedziałach czasu

Rodzaje drzew (miejsce)	Przedział czasu	Rodzaje drzew (miejsce)	Przedział czasu
Sosna		Modrzew	
<i>Pinus sylvestris</i>		Berchtesgaden (Niemcy)	1339-1947
Forfjorddalen (Norwegia)	877-1994	Les Merveilles 1 (Francja)	1187-1974
Karhupesakivi (Finlandia)	1398-1993	Les Merveilles 2 (Francja)	988-1974
Kola (Rosja)	1577-1997	Obergurgl (Austria)	1604-1972
Muddas (Szwecja)	1532-1972	Pinega 1 (Rosja)	1578-1990
Pyaozera (Rosja)	1546-1993	Jodla	
Siete, Picos (Hiszpania)	1527-1988	Fodara Vedla (Włochy)	1474-1990
Vikran (Norwegia)	1599-1992	Prayo Magno (Włochy)	1540-1973
Pinus nigra		Dąb	
Puerto Llano (Hiszpania)	1585-1985	<i>Quercus robur</i>	
Riscopal (Hiszpania)	1523-1988	Hamburg (Niemcy)	1340-1967
Tajo (Hiszpania)	1610-1988	<i>Quercus petraea</i>	
Torreton, (Hiszpania)	1485-1988	Ardeny (Belgia)	1118-1986
Świerk		Bodensee (Holandia)	1275-1986
Falkenstein (Niemcy)	1540-1995	Bourgogne (Francja)	681-1991
Fodara Vedla (Włochy)	1598-1990	Franche-Comte (Francja)	1294-1987
Guadarrama 1 (Hiszpania)	1726-1983	Shanes Castle (Irlandia)	1649-1992
Guadarrama 4 (Hiszpania)	1599-1984		
Stonnglandes (Norwegia)	403-1997		
Zagradeniye (Grecja)	1635-1979		

Tabela 6. Zmiany długookresowe opadów atmosferycznych w Polsce (XIX-XX w.) – Tom: VII, IX, XIII, XIV

Przedział czasu	Liczba lat	Miejscowość
1813-1990	177	Warszawa
1850-1990	140	Kraków
1859-1980	121	Wrocław
1869-1980	111	Colombo
1894-1976	82	Nauru

Tabela 7. Zmiany długookresowe cyrkulacji atmosferycznej wg klasyfikacji Wangenheima (wschodniej, zachodniej, południkowej), cyklonalnej i strefowej (wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein) oraz wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO)

Przedział czasu	Liczba lat	Typy cyrkulacji
1881-1976	95	E, W, S – południkowa (Europa)
1899-1984	85	Cyklonalna, strefowa (Polska)
1825-1997	173	North Atlantic Oscillation (NAO)

Tabela 8. Zmiany długookresowe aktywności Słońca (liczb Wolfa), stałej słonecznej i wskaźnika aktywności geomagnetycznej (XVII-XX w.)

Przedział czasu	Liczba lat	Zmienne
1700-1993	293	Liczba Wolfa (średnie roczne)
1749-1993	244	Liczba Wolfa (średnie miesięczne)
1884-1981	98	Aktywność geomagnetyczna

Wyniki pomiarów temperatury powietrza w Warszawie (1779-1979 – Obserwatorium Astronomiczne, 1951-2014 – Okęcie) pochodzą z archiwum PIHM i z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Średnie miesięczne wartości z pozostałych stacji z lat 1951- 2012 (tylko z Paryża do 2011) wzięto z bazy danych ze strony internetowej European Climate Assessment and Dataset (ECA&D). Niektóre dane zebrane do *Atlasu* pochodzą ze strony internetowej National Climatic Data Center stanowiącego część sieci GHCN. pod adresem: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/v2/v2.mean> (notatnik.

Natomiast niektóre dane z lat wcześniejszych pobrano ze strony http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station_data/.

Zmiany aktywności Słońca w latach 1700-2010 określono na podstawie średnich miesięcznych liczb Wolfa w latach 1749-2010 (Royal Observatory of Belgium, 2011) i rocznych liczb Wolfa z lat 1700-1748 (Reznikov, 1982).

Dane o zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych z półkuli północnej pochodzą z odwiertów: Greenland Ice Sheet Project, GISP, rdzeń B i D, Devon Ice Cap, National Climatic Data oraz Center National Snow and Ice DataCenter. Dane dendrologiczne pochodzą ze strony internetowej: <http://www.noaa.gov/paleo/treering.htm>.

W weryfikacji prognoz temperatury powietrza w Warszawie w zimie wzięto także po uwagę modele globalnego ocieplenia w XXI wieku (ENSEMBLE, 2012).

Metody opracowań statystycznych

- Aproksymacja pól elementów klimatologicznych równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji oraz wielomianami regresji 4 stopnia trzech współrzędnych położenia (φ, λ, H)
Cel: Określenie gradientów horyzontalnych (południkowych i równoleżniko-

- wych) – miar oddziaływania Oceanu Atlantyckiego oraz hipsometrycznych – interpolacja wartości, tam gdzie nigdy nie były prowadzone pomiary
- Badania cykliczności zmiennych klimatologicznych metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998)
Cel: Wykrycie składników deterministycznych w seriach pomiarowych oraz wykrycie naturalnych przyczyn wahań klimatu
 - Tendencje (rosnące, malejące) wiekowych zmian elementów klimatologicznych określają współczynniki regresji względem czasu
 - Trendy czasowe elementów klimatologicznych – jako wypadkowa interferencji sinusoidalnych cykli
 - Wyodrębnienie składnika liniowego w seriach pomiarowych – jako miary antropogenicznych zmian klimatu
 - Histogramy, dystrybuanty empiryczne
 - Weryfikacja wzorów empirycznych z zastosowaniem znanych testów statystycznych: Fishera-Snedecora, t-Studenta, Chi-kwadrat i innych.

Wyniki badań przedstawione graficznie

- Mapy izarytm: izokorekt i izogradientów
- Wykresy przebiegów rocznych średnich wartości i geograficznych gradientów elementów klimatycznych (południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych)
- Profile: południkowy, równoleżnikowy i pionowy składowych gradientów pól temperatury powietrza i opadów atmosferycznych (wykresy prostych regresji i wielomianów 2 stopnia względem φ , λ , H)
- Wykresy prostych regresji względem czasu t (tendencji wiekowych)
- Rozkłady prawdopodobieństwa – dystrybuanty empiryczne i teoretyczne
- Widma oscylacji zmiennych klimatologicznych i astronomicznych
- Wykresy trendów czasowych $y=f(t)$ wynikających z interferencji cykli zmiennych klimatologicznych (temperatury, opadów), aktywności Słońca, stałej słonecznej, NAO i innych
- Średnie konsekwentne 11-letnie wartości zmiennych klimatologicznych i astronomicznych

Kolejne tomy *Atlasu* mają w zasadzie charakter roczników, mimo że nie ukazywały się regularnie. Informują o tym daty wydania poszczególnych tomów: I – 1974, II – 1976, III – 1980, IV – 1986, V – 1989, VI – 1990, VII – 1992, VIII – 1994, IX – 1995, X – 1997, XI – 1998, XII – 1999, XIII – 1999, XIV – 2000, XV – 2001, XVI – 2002, XVII – 2003, XVIII – 2004, XIX – 2005, XX-XXI – 2007, XXII – 2008, XXIII – 2009, XXIV – 2010, XXV – 2010, XXVI-XXVII – 2012, XXVIII – 2012, XXIX – 2013, XXX – 2013, XXXI-XXXII – 2014 i XXXIII – 2015.

Największy odstęp czasu między kolejnymi pozycjami wynosi 6 lat (między III i IV), a najmniejszy pół roku (między datami wydania tomów XII i XIII, XXIV i XXV oraz XXIX i XXX w tym samym roku). Kolejne tomy były wydawane średnio co 1-2 lata.

Tabela 9. Charakterystyka poszczególnych tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (1974-2015)

Table 9. Characteristic of *Atlas of independence of meteorological and geographical parameters in Poland* (1974-2015)

Tom	Rok	Stron	Tom	Rok	Stron	Tom	Rok	Stron
Tom I	1974	276	Tom XI	1998	258	Tom XXII	2008	332
Tom II	1976	455	Tom XII	1999	255	Tom XXIII	2009	383
Tom III	1980	322	Tom XIII	1999	283	Tom XXIV	2010	333
Tom IV	1986	510	Tom XIV	2000	209	Tom XXV	2010	418
Tom V	1989	284	Tom XV	2001	249	Tom XXVI-XXVII	2012	596
Tom VI	1990	334	Tom XVI	2002	212	Tom XXVIII	2012	470
Tom VII	1992	439	Tom XVII	2003	297	Tom XXIX	2013	443
Tom VIII	1994	406	Tom XVIII	2004	217	Tom XXX	2013	550
Tom IX	1995	322	Tom XIX	2005	184	Tom XXXI-XXXII	2014	422
Tom X	1997	220	Tom XX-XXI	2007	266	Tom XXXIII	2015	444
Razem		3568			2430		4391	10389

Promocji kolejnych tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* w *Przedmowach* dokonali: Prof. **Wincenty Okołowicz** (tom I), Prof. **Zdzisław Mikulski** (tom III), Prof. **Jerzy Kondracki** (tomy II, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, pośrednio XII i XIII).

Profesor **Jerzy Kondracki** ustosunkował się do badań współczesnych zmian klimatu, prowadzonych w Zakładzie Klimatologii, przed wszystkim w przedmowie do XI tomu *Atlasu* następująco: Inicjatywa Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego opracowania kolejnego XI tomu *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z wyodrębnionym tytułem *Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie* zasługuje na uznanie. Zmiany klimatu należą do najważniejszych problemów badawczych integrujących nauki przyrodnicze, ze względu na przyszłość życia na Ziemi. Koncepcja samego tematu badań wynika z dotychczasowych prac autorów *Atlasu*. Nowością jest określenie wielookresowych zmian i tendencji wiekowej temperatury powietrza w Europie. Jest nią też wykazanie synchroniczności wahań temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca. Treść opracowania nawiązuje do VII tomu *Atlasu*, opublikowanego w 1992 r., a dotyczącego wiekowych zmian klimatu Warszawy. Znaczącym postępem w badaniach jest identyfikacja przyczyn naturalnych zmian klimatu przedstawiona w obszernej monografii J. Boryczki (1993) *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII i XXI wieku*. W XI tomie *Atlasu* autorzy znacznie rozszerzyli zakres badań zmian klimatu na podstawie długich ciągów chronologicznych: temperatury powietrza z 8 miast europejskich (Warszawa, Kraków, Wrocław, Praga, Zurych, Genewa, Poczdam, Anglia Środkowa). Autorzy wnioskują o naturalnych przyczynach ocieplania klimatu w ostatnich dwóch stuleciach. Te coraz cieplejsze zimy w Europie (np. w Warszawie o 1°C/100 lat, Genewie o 0,5°C/100 lat) przypisują oni wzrostowi aktywności Słońca w latach 1779-1993 – o 15,3/100 lat i spadkowi aktywności wulkanicznej w latach 1680-1980 – rzadszym wybuchom wulkanów i mniejszej emisji pyłów wulkanicznych do atmosfery. W pracy oszacowano także zmienność temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach, wynikającą z czynników antropogenicznych. Antropogeniczny wzrost temperatury w Warszawie wynosi 0,10-0,15°C/100 lat. Jest on wynikiem głównie rozbudowy miasta i kształtowania miejskiej wyspy ciepła (większej akumulacji ciepła przez powierzchnie zabudowań o mniejszym albedo). W pracy dominują wyniki badań dotyczące cykliczności i tendencji temperatury powietrza, z wyodrębnieniem poszczególnych sezonów, półroczy i roku. Duże znaczenie poznawcze ma wykrycie cykli długich – kilkudziesięcioletnich i wiekowych, a nawet dwuwiekowych, wyznaczonych z dużą dokładnością. Prezentowany tom zawiera oryginalne wyniki badań dotyczące zmian klimatu. Rezultaty badań cykliczności zmian klimatu i jego tendencji

wiekowych mogą być wykorzystane w naukach pokrewnych – w hydrologii, biologii, czy też geologii. Mogą one również być wykorzystane w niektórych działach gospodarki, np. w rolnictwie. Ważny jest też aspekt dydaktyczny – kształcenia absolwentów w zakresie nauk przyrodniczych i ochrony środowiska. Duże znaczenie mają prognozy naturalnych wahań klimatu pod wpływem czynników naturalnych (aktywności Słońca i wulkanów), obserwowanych od wielu tysięcy lat. Wiarygodne wydają się sondaże przyszłości (po rok 2100) otrzymane na podstawie długich ciągów pomiarów, które wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu w XXI wieku. Można sądzić, że naturalne cykle klimatu obserwowane w holocenie (stwierdzone również w XVIII-XX wieku) będą powtarzać się nadal i kształtować klimat Ziemi.

Przedmowa prof. Jerzego Kondrackiego do tomu XI *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* jest jednocześnie promocją tomu XIII, gdyż stanowią one całość w zakresie cyklicznych zmian klimatu miast w Europie. Trzynasta część *Atlasu* jest syntezą dotychczasowych badań autorów cykliczności zmian: aktywności Słońca i stałej słonecznej, wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*), cyrkulacji atmosferycznej w Europie, temperatury powietrza w Europie, opadów atmosferycznych w Polsce, ciśnienia atmosferycznego i wartości ekstremalnych temperatury powietrza w Warszawie.

Na uwagę zasługuje ostatnie „dzieło piknikowe” pt. *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007(2008)* związane bezpośrednio z tomem. XXX *Atlasu* pt. *Klimat północno- wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego*.

III. ATLAS WSPÓŁZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (KOLEJNE TOMY T. I , 1974 – T. XXXIII , 2015)

Zarys problemów badawczych, spisy treści z numerami stron i ważniejsze wyniki badań

3.1. Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce

Tom I. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce **pt. Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 276 (brak podtytułu na okładce)

Praca zawiera mapy izarytm podstawowych elementów meteorologicznych (półroczne chłodne i ciepłe, rok). Pola poszczególnych zmiennych opisano równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji wraz z ocenami dokładności aproksymacji i wartościami błędów standardowych (tab. 1):

Tabela 1 Parametry meteorologiczne, ich symbole i jednostki
Meteorological parameters, their notation and units used

Lp.	Symbole	Parametry meteorologiczne	Jednostki
1	T	Temperatura powietrza	K
2	A	Dobowa amplituda temperatury	°C
3	T_{\max}	Temperatura maksymalna	K
4	T_{\min}	Temperatura minimalna	K
5	U	Energia wewnętrzna	cal/g
6	H	Enthalpia	cal/g
7	p	Ciśnienie atmosferyczne	hPa
8	Θ	Temperatura potencjalna	K
9	ρ	Gęstość powietrza	kg/m ³
10	S	Entropia	J/gK
11	e	Ciśnienie pary wodnej	hPa
12	ρ'	Wilgotność bezwzględna	g/m ³
13	q	Wilgotność właściwa	g/kg
14	f	Wilgotność względna	%
15	Δ	Niedosyt wilgotności	hPa
16	Θ_e	Temperatura ekwiwalentna	K
17	v	Prędkość wiatru	m/s
18	M	Poziomy strumień powietrza	kg/m ² s
19	M'	Poziomy strumień pary wodnej	kg/m ² s
20	N	Zachmurzenie	1/10
21	O	Opady atmosferyczne	mm
22	L_{\odot}	Dni pogodne	liczba dni
23	L_{\bullet}	Dni pochmurne	liczba dni
24	L_O	Dni z opadem	liczba dni
25	L_m	Dni z mgłą	liczba dni
26	L_v	Dni z wiatrem >10 m/s	liczba dni
27	L_c	Liczba cisz	l.p.

Opracowano je na podstawie wyników pomiarów z 60 stacji meteorologicznych (synoptycznych) Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego z lat 1951-1960.

Współczynniki regresji cząstkowej w równaniach wskazują wpływ szerokości geograficznej, długości i wysokości nad poziomem morza na temperaturę powietrza, opady atmosferyczne itp. Równania hiperpłaszczyzn regresji względem trzech współrzędnych położenia φ , λ , H można wykorzystać w interpolacji pól zmiennych meteorologicznych.

Współzależność zmiennych meteorologicznych na obszarze Polski charakteryzują izokorelaty na zamieszczonych mapach.

We wstępie przedstawiono odpowiednie wzory, na podstawie których wyznaczono równania aproksymujące pola zmiennych i obliczono miary dokładności.

Tom I rozpoczyna przedmowa prof. Wincentego Okołowicza z czerwca 1973 r., zawierająca wysoką ocenę rozwiązywanych problemów.

W tym tomie podano część wyników z wcześniej wykonanych prac autorów *Cechy termiczne klimatu Polski* (Stopa-Boryczka, 1973) i *Empiryczne równania klimatu Polski* (Boryczka, 1974).

SPIS TREŚCI (1)

PRZEDMOWA	5
I. WSTĘP	7
II. ZALEŻNOŚĆ PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH OD WSPÓŁRZĘDNYCH GEOGRAFICZNYCH NA OBSZARZE POLSKI	23
1. Temperatura powietrza	25
2. Dobowa amplituda temperatury powietrza	30
3. Maksymalna temperatura powietrza	35
4. Minimalna temperatura powietrza	40
5. Energia wewnętrzna powietrza	45
6. Enthalpia	50
7. Ciśnienie atmosferyczne	55
8. Temperatura potencjalna	60
9. Gęstość powietrza	65
10. Entropia	70
11. Ciśnienie pary wodnej	75
12. Wilgotność bezwzględna	80
13. Wilgotność właściwa	85
14. Wilgotność względna	90
15. Niedosyt wilgotności	95
16. Temperatura ekwiwalentna	100
17. Prędkość wiatru	105
18. Poziomy strumień powietrza	110
19. Poziomy strumień pary wodnej	115
20. Zachmurzenie	120
21. Opad atmosferyczny	125
22. Dni pogodne	130
23. Dni pochmurne	135
24. Dni z opadem	140
25. Dni z mgłą	145
26. Dni z wiatrem silnym	150
27. Dni z ciszą	155

III. ZWIĄZKI KORELACYJNE MIĘDZY PARAMETRAMI METEOROLOGICZNYMI NA OBSZARZE POLSKI	167
1. Temperatura powietrza i ciśnienie atmosferyczne	169
2. Temperatura powietrza i prędkość wiatru	172
3. Temperatura i wilgotność względna powietrza	175
4. Temperatura i niedosyt wilgotności powietrza	178
5. Temperatura powietrza i zachmurzenie	181
6. Temperatura powietrza i opad	184
7. Dobowa amplituda temperatury i ciśnienie atmosferyczne	189
8. Dobowa amplituda temperatury i prędkość wiatru	192
9. Dobowa amplituda temperatury i wilgotność względna	195
10. Dobowa amplituda temperatury i niedosyt wilgotności	198
11. Dobowa amplituda temperatury i zachmurzenie	201
12. Dobowa amplituda temperatury i opad	204
13. Wilgotność względna i niedosyt wilgotności powietrza	209
14. Wilgotność względna powietrza i zachmurzenie	212
15. Wilgotność względna powietrza i opad	215
16. Niedosyt wilgotności powietrza i zachmurzenie	218
17. Niedosyt wilgotności powietrza i opad	221
18. Zachmurzenie i opad	230
19. Ciśnienie atmosferyczne i prędkość wiatru	237
20. Ciśnienie atmosferyczne i wilgotność względna powietrza	240
21. Ciśnienie atmosferyczne i niedosyt wilgotności powietrza	243
22. Ciśnienie atmosferyczne i zachmurzenie	246
23. Ciśnienie atmosferyczne i opad	249
24. Prędkość wiatru i wilgotność względna powietrza	252
25. Prędkość wiatru i niedosyt wilgotności powietrza	259
26. Prędkość wiatru i zachmurzenie	262
27. Prędkość wiatru i opad	265
LITERATURA	273

Zależność parametrów meteorologicznych od współrzędnych geograficznych na obszarze Polski

Pierwsza część atlasu zawiera rozkłady poszczególnych parametrów meteorologicznych ($x = T, T_{\max}, T_{\min}, A, U, H', p, \Theta, \rho, S, e, \rho, q, f, \Delta, \Theta_c, v, M, M, N, O, L_v, L_C, L_{\text{cz}}, L_{\bullet}, L_m, L_{\circ}$) w półroczach (X-III, IV-IX) i w roku (I-XII).

Pod każdą mapką zestawiono odpowiednie wzory, określające zależność tych parametrów od współrzędnych geograficznych φ, λ, H ($1, 2, \dots, 81$) – $x(\varphi), x(\lambda), x(H), 1', 2', \dots, 81' - x(\varphi, \lambda), 1'', 2'', \dots, 81'' - x(\varphi, \lambda, H)$.

Określają one wpływ współrzędnych geograficznych na kształtowanie się badanych parametrów meteorologicznych.

Aby móc porównać wartości współczynników regresji wielokrotnej dokonano ich standaryzacji zarówno w przypadku trzech zmiennych ($T', T'_{\max}, T'_{\min}, \dots, L'_{\circ}$) od φ', λ' jak i czterech ($T', T'_{\max}, T'_{\min}, \dots, L'_{\circ}$) od φ', λ' i H' .

W przypadku np. temperatury powietrza (T) w półroczach chłodnym i ciepłym są to równania prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji:

Półrocze chłodne

$$\begin{aligned} T &= 0,3240 \varphi + 257,2 \\ T &= -0,2216 \lambda + 278,2 \\ T &= -0,0035 H + 274,8 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} T &= 0,2560 \varphi - 0,1854 \lambda + 264,240 \\ T' &= 0,2743 \varphi' - 0,3200 \lambda' \end{aligned} \quad (1')$$

$$\begin{aligned} T &= -0,2018 \varphi - 0,2255 \lambda - 0,0040 H + 289,599 \\ T' &= -0,2162 \varphi' - 0,3891 \lambda' - 0,88011 H' \end{aligned} \quad (1'')$$

Półrocze ciepłe

$$\begin{aligned} T &= 0,1352 \varphi + 279,3 \\ T &= 0,1664 \lambda + 283,2 \\ T &= -0,0048 H + 287,4 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} T &= 0,2070 \varphi + 0,1957 \lambda + 271,911 \\ T' &= 0,1542 \varphi' + 0,2347 \lambda' \end{aligned} \quad (2')$$

$$\begin{aligned} T &= -0,5062 \varphi + 0,1333 \lambda - 0,0062 H + 311,414 \\ T' &= -0,3770 \varphi' + 0,1599 \lambda' - 0,9530 H' \end{aligned} \quad (2'')$$

Współczynniki regresji wyrażają tutaj przeciętny dla obszaru Polski przyrost danego parametru meteorologicznego (T , T_{\max} , T_{\min} , ..., L_o) na jednostkę współrzędnej geograficznej [φ] = 1°, [λ] = 1°, [H] = 1m. Stąd są tak niskie w wielu przypadkach ich wartości. Przy analizie współczynników regresji względem wysokości nad poziom morza, wskazane jest przeliczenie zmian poszczególnych parametrów meteorologicznych na większe różnice wysokości w terenie (100). Wysokość nad poziom morza cechuje się wyjątkowo dużym i nieokreślonym zróżnicowaniem na obszarze Polski. Dlatego też niekiedy jej zmiana o jednostkę nie pociąga za sobą widocznych zmian parametrów meteorologicznych w przygruntowej warstwie powietrza. Im większy jest wpływ danej współrzędnej geograficznej na badany parametr meteorologiczny, tym wyższe są wartości współczynników regresji. Z kolei znaki znajdujące się przy nich informują jakiego rodzaju jest ten wpływ, czy przyrostowi danej współrzędnej geograficznej odpowiada wzrost czy też spadek parametru meteorologicznego.

Dla pełniejszego zobrazowania zależności między poszczególnymi współrzędnymi geograficznymi i parametrami meteorologicznymi w półroczach, wykreślono także proste regresji.

Inną miarą współzależności między parametrami meteorologicznymi i geograficznymi są współczynniki korelacji całkowitej (r) i cząstkowej (ρ_j). Współczynniki korelacji cząstkowej są na ogół niższe o zwykłych (ujęcie dwuwymiarowe), które otrzymuje się, abstrahując od innych parametrów. Fakt ten wynika stąd, że eliminuje się wpływ pozostałych parametrów geograficznych zwykle silnie skorelowanych zarówno między sobą jak i z warunkami meteorologicznymi badanego obszaru. Znaki współczynników korelacji cząstkowej są takie same jak współczynników regresji wielokrotnej.

Łączny wpływ współrzędnych geograficznych (φ , H) na badane parametry meteorologiczne określają współczynniki korelacji wielokrotnej (ρ), które zestawiono w tablicach. Przy przejściu od dwóch współrzędnych geograficznych (φ , λ) do trzech (φ , λ , H) wartości ich znacznie wzrastają w półroczu ciepłym. Rząd wielkości różnic między parametrami meteorologicznymi wyznaczonymi z równań regresji i zmierzonymi w dowolnym punkcie Polski, określają wariancje resztkowe w^2 .

Ujęcie empirycznymi wzorami rozkładu poszczególnych parametrów meteorologicznych na obszarze Polski, jest przejściem od oceny jakościowej do ilościowej wpływu współrzędnych geograficznych na kształtowanie się warunków meteorologicznych.

Według uzyskanych wyników, największy wpływ na warunki meteorologiczne ma wysokość nad poziom morza. W miarę wzrostu wysokości obserwuje się spadek temperatury powietrza, ciśnienia, gęstości powietrza, wilgotności powietrza, natomiast wzrost opadu atmosferycznego, zachmurzenia i prędkości wiatru. Analogicznie zmieniają się wskaźniki pochodne od wyżej wymienionych. Ma to swoje uzasadnienie, pasma górskie czy też ciągi wzniesień oddziałują kompleksowo na otaczającą atmosferę poprzez zwiększoną powierzchnię czynną, dzięki której pionowa wymiana ciepła z atmosferą staje się intensywniejsza na obszarach o urozmaiconej rzeźbie w porównaniu z obszarami nizinnymi.

Z badanych parametrów meteorologicznych, największym gradientem pionowym wyróżnia się opad ($a = 36,9$ mm/100m w półroczu ciepłym i $a = 23,7$ mm/100m w półroczu chłodnym), ciśnienie atmosferyczne ($a = -9,1$ hPa/100m w półroczu chłodnym i $a = -8,8$ hPa/100m w półroczu ciepłym) oraz temperatura ekwiwalentna ($a = -0,8$ °C/100m w półroczu ciepłym i $0,5$ °C/100m w półroczu chłodnym), natomiast najmniejszym entropia ($a = 0,001$ dżul/g · stop w obydwu półroczach), wilgotność względna ($a = -0,002/100m$) i niedosyt wilgotności powietrza ($a = -0,0003$ hPa/100 m) w półroczu chłodnym.

Ponadto na uwagę zasługują dni z opadem, których przyrost na 100m wysokości jest największy i wynosi 1,6 d (półroczce chłodne).

Wpływ szerokości geograficznej uwidocznił się najbardziej w przypadku opadu atmosferycznego ($a = -47,6$ mm/1°φ w półroczu ciepłym i $a = -17,8$ mm/1°φ w półroczu chłodnym), ciśnienia ($a = 11,7$ hPa/1°φ w półroczu chłodnym i $a = -8,8$ hPa/1°φ w półroczu ciepłym), poziomego strumienia pary wodnej ($a = 0,8$ g/m² · s w półroczu chłodnym i $a = 1,2$ g/m² · s w półroczu ciepłym) oraz dni z ciszą ($a = -11,2$ d/1°φ w półroczu chłodnym i $a = -9,3$ d/1°φ w półroczu ciepłym). Najmniejsze zaś są zmiany entropii ($a = -0,002$ dżul/g · stop · 1°φ w półroczu chłodnym i $a = -0,003$ dżul/g · stop · 1°φ w półroczu ciepłym) oraz wilgotności względnej $a = 0,006/1°φ$ w półroczu chłodnym i $a = -0,001/1°φ$ w półroczu ciepłym).

Wyznaczone współczynniki korelacji i regresji dla parametrów meteorologicznych względem szerokości geograficznej nie odzwierciedlają rzeczywistych zależności, gdyż na obszarze naszego kraju wzrostowi φ towarzyszy spadek wysokości nad poziom morza, który ma duży wpływ na kształtowanie się warunków meteorologicznych. Ponadto, przy tego rodzaju badaniach istotną rolę odgrywa rozpiętość południkowa Polski (6°).

Długość geograficzna punktów leżących na obszarze Polski liczona od Greenwich, określa jednocześnie odległość od Oceanu Atlantyckiego, mającego duży wpływ na klimat naszego kraju. Z drugiej zaś strony nie można pominąć znamienego wpływu centrum Azji na klimat Polski. Wpływ długości geograficznej na kształtowanie się parametrów meteorologicznych, najbardziej uwidocznił się chłodnej porze roku w przypadku opadu ($a = 1,9$ mm/1°λ w półroczu chłodnym i $a = 1,3$ mm/1°λ w półroczu ciepłym), ciśnienia atmosferycznego ($a = -1,6$ hPa/1°λ w półroczu chłodnym i $a = -1,4$ hPa/1°λ w półroczu ciepłym) oraz dni z wiatrem silnym ($a = -1,6$ d/1°λ w półroczu chłodnym i $a = -1,4$ d/1°λ w półroczu ciepłym) i z ciszą ($a = -1,1$ d/1°λ w półroczu chłodnym i $a = 0,09$ d/1°λ w półroczu ciepłym). Jak wiadomo w okresie tym osiągają szczyt aktywności układy baryczne (niż Islandzki i wyż Syberyjski), pod oddziaływaniem których znajduje się Polska. Inne wyznaczone współczynniki regresji wielokrotnej

nie wnoszą istotnych zmian, co do wpływu współrzędnych geograficznych na kształtowanie się parametrów meteorologicznych.

Podobna uwaga dotyczy współczynników korelacji całkowitej i cząstkowej, w świetle których warunki meteorologiczne badanego obszaru najbardziej zależą od wysokości nad poziom morza, a następnie od szerokości i długości geograficznej.

Miarami kompleksowego wpływu współrzędnych geograficznych na parametry meteorologiczne są współczynniki korelacji wielokrotnej (ρ), które zwykle przyjmują duże wartości. To znaczy, że rozkład poszczególnych elementów meteorologicznych uwarunkowany jest przede wszystkim położeniem geograficznym badanego obszaru czy też punktu.

Związki korelacyjne między parametrami meteorologicznymi na obszarze Polski

Wyznaczenie współczynników korelacji dla pojedynczych punktów (60 stacji) ograniczono do następujących par zmiennych :

–	T_p ,	T_v ,	T_f ,	T_A ,	T_N ,	T_O
–	A_p ,	A_v ,	A_f	A_A ,	A_N ,	A_O
–	f_A ,	f_N ,	f_O ,	ΔN ,	ΔO ,	NO
–	p_v ,	f_p ,	p_A ,	p_n ,	p_O	
–	v_f ,	v_A ,	v_N ,	v_O ,		

Natomiast proste regresji, które dotyczą całej Polski uwzględniają wszystkie parametry meteorologiczne. Zarówno w pierwszym jak i w drugim przypadku eksponowano podstawowe parametry meteorologiczne: temperaturę powietrza, jego wilgotność, wiatr, zachmurzenie i opad.

Zależność temperatury powietrza od zachmurzenia, opadu, prędkości wiatru, poziomego strumienia powietrza i pary wodnej, wilgotności względnej oraz liczby dni pochmurnych, z opadem, mgłą i silnym wiatrem jest odwrotnie proporcjonalna. To znaczy wzrostowi wymienionych parametrów (N , O , v , M , M' , f , L_{\odot} , L_{\bullet} , L_m , L_v) towarzyszy zawsze spadek temperatury powietrza i przeciwnie.

W przypadku niektórych parametrów meteorologicznych współczynniki zmieniają znak w zależności od pory roku.

Dla określenia współzależności poszczególnych parametrów meteorologicznych od wilgotności powietrza wzięto spośród charakterystyk: ciśnienie pary wodnej – e , wilgotność bezwzględna – ρ , wilgotność właściwą – q , wilgotność względna – e , niedosyt wilgotności – Δ i poziomy strumień pary wodnej – M .

Niezależnie od pory roku wzrostowi wilgotności bezwzględnej odpowiada wzrost ciśnienia atmosferycznego, ciśnienia pary wodnej, wilgotności właściwej, niedosytu wilgotności, energii wewnętrznej, gęstości powietrza, temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min}), entalpii i temperatury ekwiwalentnej.

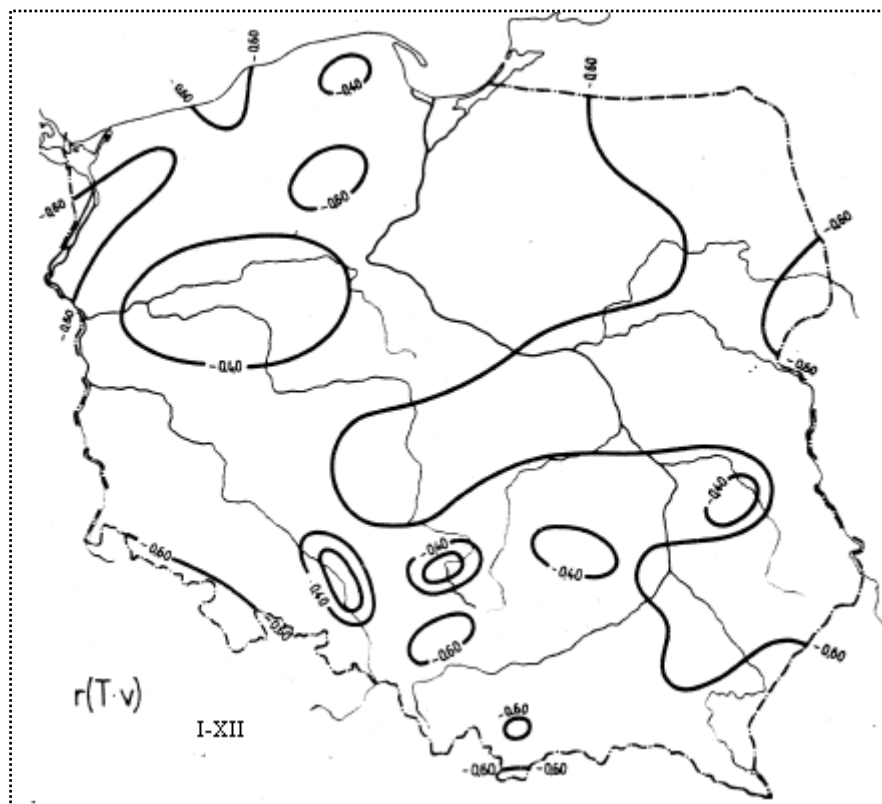
Natomiast współczynniki regresji wilgotności bezwzględnej w stosunku do dobowej amplitudy temperatury, zachmurzenia, wilgotności względnej, liczby dni pogodnych oraz z ciszą wykazują zmianę znaku w ciągu roku. Istnieje dodatnia korelacja między ciśnieniem atmosferycznym a prężnością pary wodnej, wilgotnością bezwzględną, wilgotnością właściwą, energią wewnętrzną, średnią dobową temperaturą, maksymalną i minimalną temperaturą, temperaturą ekwiwalentną oraz entalpią. Ciśnienie atmosferyczne jest ujemnie skorelowane z poziomym strumieniem powietrza, prędk-

kością wiatru, opadem atmosferycznym, entalpią, temperaturą potencjalną oraz liczbą dni z wiatrem silnym, ciszą, opadem i mgłą.

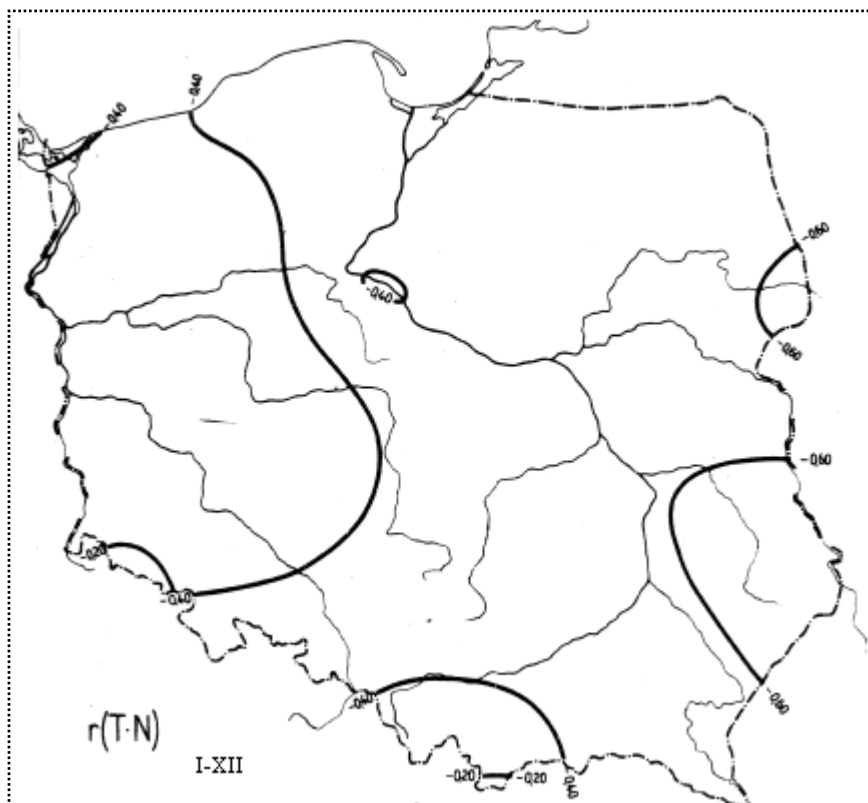
Dla takich par zmiennych jak : p_a , pM' , $p\Delta$, pL_o , miary współzależności zależą od pory roku, współczynniki korelacji są < 0 w półroczu chłodnym i > 0 w ciepłym. Odwrotnie jest jedynie w przypadku zmiennych pN , pf , pL_{\odot} .

Korelacja między prędkością wiatru i ciśnieniem atmosferycznym, ciśnieniem pary wodnej, gęstością powietrza, wilgotnością bezwzględną, średnią dobową temperaturą, dobową amplitudą, wilgotnością właściwą, maksymalną i minimalną temperaturą, niedosytem wilgotności, temperaturą ekwiwalentną oraz liczbą dni pogodnych dni z ciszą oraz energią wewnętrzną jest przeważnie odwrotnie proporcjonalna. Lecz korelacje między prędkością wiatru, a poziomym strumieniem powietrza i pary wodnej, wielkością zachmurzenia, wysokością opadu oraz liczbą dni pochmurnych i z wiatrem silnym, liczbą dni pogodnych i z mgłą jest dodatnia. Wyjątek stanowi entropia, wilgotność względna i temperatura potencjalna, względem których współczynniki regresji zmieniają znak w ciągu roku.

Przykładowo zamieszczono mapy izokorelat temperatury powietrza (T) względem prędkości wiatru (v) i zachmurzenia (N) w roku (rys. 1-2).



Rys. 1. Izokorelaty T i v w roku



Rys. 2. Izokorelaty T i N w roku

Uzyskane wyniki są syntezą procesów fizycznych zachodzących w przyziemnej warstwie atmosfery na obszarze Polski.

Na zakończenie pragniemy serdecznie podziękować Prof. dr Wincentemu Okołowiczowi, Doc. dr hab. Zofii Kaczorowskiej oraz Prof. dr Edwardowi Michnie za rzeczowe rady i wskazówki wykorzystane podczas opracowania niniejszego atlasu.

Ponadto serdecznie dziękujemy Dyrekcji Instytutu Geografii, a szczególnie Prof. dr Jerzemu Kondrackiemu i Doc. dr Witoldowi Kusińskiemu, za sugestie zbadania zależności różnych parametrów meteorologicznych od współrzędnych geograficznych na obszarze Polski

3.2. Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce

Tom II. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 455 (brak podtytułu na okładce)

Głównym celem pracy jest wyznaczenie geograficznych gradientów (poziomych – horyzontalnych i pionowych – hipsometrycznych) parametrów, określających stan atmosfery na obszarze Polski. W odróżnieniu od tomu I określono dokładniej zmiany roczne empirycznych równań, wyrażających rozkład elementów meteorologicznych na obszarze Polski. Zamiast półroczy (chłodnego i ciepłego) wyodrębniono poszczególne miesiące.

Zależność parametrów meteorologicznych od współrzędnych geograficznych wyrażono dodatkowo równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn głównych, wyznaczonych z warunku minimalizującego odległości (nie odchylenia) punktów empirycznych.

Z tego też względu są one słuszne w podanych jednostkach (nie można zmieniać jednostek, tak jak np. w przypadku hiperpłaszczyzn regresji).

Za najważniejsze wyniki badań można uznać podane w „Zakończeniu” poziome i pionowe gradienty parametrów meteorologicznych względem szerokości geograficznej φ , długości λ oraz wysokości nad poziomem morza H wg równań prostych, płaszczyzn, a szczególnie hiperpłaszczyzn regresji (zestawione w tabelach).

Na początku tomu zamieszczona jest „Przedmowa” prof. Jerzego Kondrackiego z listopada 1974 r., podkreślająca zasadność tego rodzaju badań.

SPIS TREŚCI (2)

PRZEDMOWA	3
I. WSTĘP	5
II. GEOGRAFICZNE GRADIENTY PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I ICH ZMIANY ROCZNE	27
1. Temperatura powietrza	29
2. Maksymalna temperatura powietrza	44
3. Minimalna temperatura powietrza	59
4. Dobowa amplituda temperatury powietrza	74
5. Energia wewnętrzna powietrza	69
6. Entalpia	104
7. Ciśnienie atmosferyczne	119
8. Temperatura potencjalna	134
9. Gęstość powietrza	149
10. Entropia	164
11. Ciśnienie pary wodnej	179
12. Wilgotność bezwzględna	194
13. Wilgotność właściwa	209
14. Wilgotność względna	224
15. Niedośyt wilgotności	239
16. Temperatura ekwiwalentna	254
17. Prędkość wiatru	269
	25

18.	Poziomy strumień powietrza	284
19.	Poziomy strumień pary wodnej	299
20.	Zachmurzenie	314
21.	Opad atmosferyczny	329
22.	Dni z wiatrem silnym	344
23.	Liczba cisz	359
24.	Dni pogodne	374
25.	Dni pochmurne	389
26.	Dni z mgłą	404
27.	Dni z opadem	419
28.	Dni z burzą	434
29.	Dni z gradem	437
30.	Dni z opadem $\geq 10,0$ mm	440
III.	ZAKOŃCZENIE	443

Uzupełnieniem podanych informacji są macierze korelacji zestawione dla kolejnych miesięcy. Największą regularność zmian rocznych wykazują współczynniki korelacji względem wysokości nad poziom morza. Na przykład niedosyt wilgotności jest ujemnie skorelowany z wysokością bezwzględną w miesiącach letnich ($r < -0,5$), a dodatnio w pozostałych. Wilgotność względna jest dodatnio skorelowana z wysokością H w lecie ($r > 0,5$), a ujemnie w porach przejściowych i w zimie. Podobne przebiegi roczne mają: zachmurzenie, dobowa amplituda temperatury, liczba dni pogodnych, pochmurnych i inne. Opad atmosferyczny O jest dodatnio skorelowany z wysokością nad poziomem morza w ciągu całego roku. Minimum przebiegu rocznego v przypada na miesiące jesienne.

Podsumowując wyniki badań zestawiono poziome $\frac{\Delta x_j}{\Delta \varphi}$, $\frac{\Delta x_j}{\Delta \lambda}$ i pionowe $\frac{\Delta x_j}{\Delta H}$ gradienty parametrów meteorologicznych określone przez proste regresji. Podano także gradienty geograficzne określone przez równania hiperpłaszczyzn regresji. Bardzo regularny przebieg roczny mają gradienty poziome względem długości geograficznej $\frac{\Delta \rho'}{\Delta \lambda}$, $\frac{\Delta q}{\Delta \lambda}$, $\frac{\Delta e}{\Delta \lambda}$, $\frac{\Delta \Delta}{\Delta \lambda}$ i szerokości $\frac{\Delta \rho'}{\Delta \varphi}$, $\frac{\Delta q}{\Delta \varphi}$, $\frac{\Delta e}{\Delta \varphi}$, $\frac{\Delta \Delta}{\Delta \varphi}$. Jak widać wilgotność bezwzględna wzrasta ze wzrostem długości λ w półroczu letnim, a maleje w półroczu chłodnym. Zbliżony przebieg mają gradienty poziome wilgotności właściwej q , ciśnienia pary wodnej e i niedosytu wilgotności Δ . Na ogół są one niewielkie, lecz wykazują sinusoidalne zmiany roczne.

Na szczególną uwagę zasługują gradienty hipsometryczne podstawowych elementów meteorologicznych: $\frac{\Delta \rho}{\Delta H}$, $\frac{\Delta q}{\Delta H}$, $\frac{\Delta e}{\Delta \lambda}$, $\frac{\Delta \Delta}{\Delta H}$, $\frac{\Delta f}{\Delta H}$, $\frac{\Delta T}{\Delta H}$, $\frac{\Delta \theta_e}{\Delta H}$, $\frac{\Delta T_{max}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta T_{min}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta A}{\Delta H}$, $\frac{\Delta v}{\Delta H}$, $\frac{\Delta L_{\odot}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta L_{\bullet}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta O}{\Delta H}$, $\frac{\Delta L_0}{\Delta H}$, $\frac{\Delta p}{\Delta H}$ wskazujące spadek lub wzrost danej wielkości fizycznej – odpowiadający wzrostowi wysokości nad poziom morza o 100 m.

W dalszym ciągu współczynniki regresji będziemy nazywać geograficznymi gradientami. Porównując je z pionowymi gradientami wyznaczonymi z sondaży aerologicznych należy uwzględnić odpowiedni znak. Najbardziej regularne są zmiany roczne pionowych gradientów wskaźników wilgotności: $\frac{\Delta \rho'}{\Delta H}$, $\frac{\Delta q}{\Delta H}$, $\frac{\Delta e}{\Delta \lambda}$, $\frac{\Delta \Delta}{\Delta H}$, $\frac{\Delta f}{\Delta H}$. Pionowy gradient wilgotności bezwzględnej $\frac{\Delta \rho'}{\Delta H}$ zmienia się w ciągu roku od $-0,1 \text{ g/m}^3$ w styczniu do $-0,24 \text{ g/m}^3$ w lipcu. Gradient ciśnienia pary wodnej $\frac{\Delta e}{\Delta \lambda}$ wynosi w styczniu $-0,13 \text{ hPa/100m}$, a w lipcu $-0,35 \text{ hPa/100m}$. Również dużą amplitudę roczną mają gradienty

wskaźników termicznych, $\frac{\Delta T}{\Delta H}$, $\frac{\Delta v}{\Delta H}$, $\frac{\Delta \theta_e}{\Delta H}$, $\frac{\Delta T_{max}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta T_{min}}{\Delta H}$, $\frac{\Delta A}{\Delta H}$. Na przykład temperatura powietrza T spada ze wzrostem wysokości o $0,4 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ w styczniu, a o $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ w lipcu. Odmienny przebieg roczny ma pionowy gradient prędkości wiatru – współczynniki regresji v względem H są dodatnie we wszystkich miesiącach. Gradient $\frac{\Delta v}{\Delta H}$ zmienia się w ciągu roku od $0,14 \text{ m/s}$ (czerwiec) do $0,31 \text{ m/s}$ (styczeń, grudzień). Podobne zmiany roczne wykazują gradienty $\frac{\Delta M}{\Delta H}$, $\frac{\Delta M'}{\Delta H}$ uwarunkowane przebiegiem rocznym prędkości wiatru na różnych poziomach. Pionowy gradient zachmurzenia $\frac{\Delta N}{\Delta H}$ zmienia znak w ciągu roku – współczynniki regresji N względem H są ujemne w miesiącach zimowych, a dodatnie w letnich. Znak zmieniają także gradienty $\frac{\Delta L_{\odot}}{\Delta H}$ i $\frac{\Delta L_{\bullet}}{\Delta H}$. W lecie liczba dni pochmurnych wzrasta ze wzrostem wysokości, a w zimie maleje. W przypadku dni pogodnych jest odwrotnie – w zimie jest więcej dni pogodnych na stacjach położonych wyżej. Interesujący jest również przebieg roczny gradientu opadowego $\frac{\Delta O}{\Delta H}$. Współczynniki regresji opadu atmosferycznego O względem wysokości bezwzględnej H są dodatnie. Sumy opadów O są większe na stacjach mających większą wysokość nad poziom morza. Takim samym zmianom rocznym podlega pionowy gradient $\frac{\Delta L_0}{\Delta H}$. Najmniejszymi wahaniami rocznymi cechuje się gradient ciśnienia atmosferycznego $\frac{\Delta p}{\Delta H}$. Zmienia się on w przedziale $-7,78 \text{ hPa}/100\text{m}$ do $-9,56 \text{ hPa}/100\text{m}$.

Nieco inny sens statystyczny mają gradienty określone przez równanie hiperpłaszczyzny regresji. Jak wiadomo współczynniki regresji wielokrotnej $\frac{\Delta x_j}{\Delta H}$ wyrażają zależność parametru x_j od wysokości nad poziomem morza H po wyeliminowaniu wpływu szerokości i długości geograficznej. Według hiperpłaszczyzn regresji pionowy gradient temperatury powietrza zmienia się od $-0,38 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ (luty) do $-0,69 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ (maj). Z kolei gradient prędkości wiatru wynosi: grudzień $-0,45 \text{ m/s} \cdot 100\text{m}$, czerwiec $-0,22 \text{ m/s} \cdot 100\text{m}$. Gradient opadu atmosferycznego zmienia się w ciągu roku od $5,04 \text{ mm}/100\text{m}$ (styczeń) do $7,83 \text{ mm}/100\text{m}$ (czerwiec).

Duże znaczenie praktyczne mają równania hiperpłaszczyzn regresji, umożliwiające interpolację parametrów meteorologicznych dla poszczególnych miesięcy. Ważniejsze równania interpolacyjne dla stycznia i lipca zestawiono poniżej:

Styczeń

$$\begin{aligned} T &= -0,143 \varphi - 0,276 \lambda - 0,410 H + 0,284,17 \\ p &= 42,461 \varphi + 5,667 \lambda + 1,779 H - 1321,63 \\ e &= -0,0016 \varphi - 0,061 \lambda - 0,125 H + 6,17 \\ v &= 0,533 \varphi + 0,016 \lambda + 0,446 H - 24,85 \\ N &= 0,146 \varphi + 0,068 \lambda - 0,0059 H + 1,10 \\ O &= 4,247 \varphi - 1,064 \lambda + 5,043 H + 173,04 \end{aligned}$$

Lipiec

$$\begin{aligned} T &= -0,422 \varphi + 0,143 \lambda - 0,644 H + 311,107 \\ p &= 31,405 \varphi + 3,681 \lambda - 0,644 H - 705,33 \\ e &= -0,254 \varphi + 0,091 \lambda - 0,416 H + 27,96 \\ v &= 0,332 \varphi - 0,027 \lambda + 0,248 H + 14,44 \\ N &= 0,067 \varphi + 0,070 \lambda + 0,070 H + 3,97 \\ O &= -2,796 \varphi + 3,086 \lambda + 6,555 H + 292,18 \end{aligned}$$

Dla dowolnej miejscowości o znanych współrzędnych geograficznych φ, λ, H można według tych równań wyznaczyć podstawowe elementy meteorologiczne dla poszczególnych miesięcy, np. dla najchłodniejszego i najcieplejszego miesiąca.

Gradyenty (średnie miesięczne) południkowe $(\frac{\partial x_j}{\partial \varphi})$, równoleżnikowe $(\frac{\partial x_j}{\partial \lambda})$ i hipsometryczne $(\frac{\partial x_j}{\partial H})$ dla 27 prametrów meteorologicznych według równań hiperplaszczyzn regresji zestawiono w tab. 1-3.

W zakończeniu pragniemy serdecznie podziękować Prof. dr Wincentemu Okołowiczowi, Doc. dr hab. Zofii Kaczorowskiej oraz Prof. dr Hab. Edwardowi Michnie za wiele cennych uwag i wskazówek wykorzystanych w opracowaniu niniejszej części atlasu. Ponadto serdecznie dziękujemy Dyrekcji Instytutu Geografii Prof. dr Jerzemu Kondrackiemu, doc. dr Witoldowi Kusińskiemu i Prof. dr Lechowi Ratajskiemu za sugestie wyznaczenia geograficznych gradientów elementów meteorologicznych dla poszczególnych miesięcy.

Tabela 1. Poziome gradienty parametrów meteorologicznych względem szerokości geograficznej $(\frac{\partial x_j}{\partial \varphi})$ według równań hiperplaszczyzn regresji

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T	-0,146	-0,203	-0,570	-0,649	-0,672	-0,560	-0,422	-0,410	-0,390	-0,321	-0,270	-0,281
T_{\max}	-0,350	-0,582	-0,820	-0,869	0,394	-0,717	-0,721	-0,779	-0,733	-0,768	-0,563	-0,514
T_{\min}	-0,162	-0,017	-0,398	-0,575	-0,529	-0,424	-0,403	-0,102	-0,097	-0,0092	-0,092	-0,0902
U	-0,362	-0,471	-0,441	-0,475	-0,315	-0,311	-0,304	-0,676	-0,633	-0,760	-0,469	-0,427
A	-0,025	-0,034	-0,097	-0,111	-0,114	-0,095	-0,063	-0,070	-0,055	-0,055	-0,046	-0,037
H'	-0,047	-0,049	-0,137	-0,156	-0,162	-0,135	-1,128	-0,100	-0,092	-0,078	-0,065	-0,068
p	-0,227	1,695	2,664	1,498	2,065	1,968	2,087	1,702	1,549	1,503	2,906	-1,711
Θ	-0,228	-1,928	-1,211	-0,724	-0,798	-0,667	-0,407	-0,536	-0,494	-0,478	-0,467	-0,395
ρ	0,0028	0,0030	0,0061	0,0046	0,0045	0,023	0,0038	0,028	0,0035	0,031	0,0044	0,0034
S	-0,0017	-0,0012	-0,0045	-0,0026	-0,0026	-0,0022	-0,0020	-0,0019	-0,0013	-0,0017	-0,0017	-0,0015
e	-0,002	-0,067	-0,186	-0,177	-0,402	-0,413	-0,254	-0,172	-0,182	-0,089	-0,092	-0,047
ρ'	-0,008	-0,054	-0,139	-0,127	-0,290	-0,294	-0,182	-0,130	-0,130	-0,064	-0,076	-0,034
q	-0,016	-0,053	-0,130	-0,129	0,268	-0,272	-0,210	-0,141	-0,135	-0,072	-0,0082	-0,041
f	0,0078	0,0074	0,0026	0,0096	0,0043	0,0011	0,0080	0,0102	0,0073	0,0088	0,0056	0,0080
Δ	-0,072	-0,102	-0,120	-0,212	-0,191	-0,130	-0,287	-0,345	-0,222	-0,198	-0,099	-0,108
Θ_e	-0,193	-0,328	-0,866	-0,997	-1,291	-1,215	-0,903	-0,766	-0,664	-0,455	-0,460	-0,408
v	0,533	0,473	0,433	0,433	0,360	0,310	0,332	0,376	0,406	0,502	0,501	0,565
M	0,658	0,582	0,519	0,535	0,438	0,360	0,393	0,441	0,483	0,604	0,623	0,692
M'	1,520	1,212	0,971	1,701	1,507	1,886	2,799	3,267	2,745	2,160	2,019	2,040
N	0,146	0,148	-0,086	0,032	-0,085	-0,097	0,067	0,160	0,058	0,252	0,254	0,180
O	4,247	2,504	-0,950	-0,420	-4,525	-3,217	-2,796	-1,041	3,726	3,513	1,179	4,048
L_v	1,366	1,142	1,157	1,063	1,130	0,840	1,032	0,264	1,116	1,147	1,149	1,159
L_C	-2,440	-1,603	-2,067	-1,844	-1,774	-1,588	-0,269	-2,515	-2,197	-3,147	-2,654	-2,806
L_{Σ}	-0,025	-0,116	0,166	0,213	0,181	0,110	-0,110	-0,364	-0,364	-0,291	-0,067	-0,056
L_{\bullet}	0,800	0,660	-0,216	0,015	-0,228	-0,188	0,260	0,732	0,039	0,923	0,738	1,039
L_m	0,982	0,980	0,661	0,972	1,115	0,962	1,059	0,887	0,578	4,435	0,475	1,036
L_{\circ}	0,732	0,472	-0,189	-0,028	-0,322	-0,308	0,184	0,513	0,651	0,818	0,397	0,637

Tabela 2. Poziome gradienty parametrów meteorologicznych względem długości geograficznej $\left(\frac{\partial x_j}{\partial \lambda}\right)$ według równan hiperplaszczyn regresji

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T	-0,276	-0,154	-0,293	0,0175	0,0978	0,162	0,143	0,106	0,113	-0,105	-0,168	-0,212
T_{\max}	-0,293	-0,297	-0,318	-0,0289	-0,312	0,214	0,234	0,166	0,0024	-0,0944	-0,208	-0,261
T_{\min}	-0,264	-0,275	-0,318	-0,070	0,033	0,082	0,081	0,020	-0,069	-0,130	-0,130	-0,198
A	-0,021	-0,014	0,0061	0,043	0,088	0,135	0,122	0,144	0,073	0,037	-0,074	-0,063
U	-0,047	-0,028	-0,050	0,0031	0,017	0,028	0,029	0,018	-0,0038	-0,018	-0,029	-0,032
H'	-0,064	-0,040	-0,070	0,0046	0,023	0,039	-0,057	0,026	-0,010	-0,026	-0,040	-0,051
p	-0,853	-0,739	0,0523	-0,944	-0,979	-0,751	-0,802	-0,912	-0,931	-0,723	-0,215	-0,714
Θ	-0,201	-0,592	-0,456	0,098	0,181	0,174	0,224	0,180	0,028	-0,056	-0,069	-0,145
ρ	0,0004	-0,0001	0,0015	-0,0012	-0,0015	-0,0015	-0,0015	-0,0012	-0,0009	-0,0002	-0,0007	0,0002
S	-0,0008	-0,0004	-0,0014	-0,0004	0,00008	0,0007	0,0007	-0,0006	0,0000	-0,0002	-0,0002	-0,0005
e	-0,062	-0,053	-0,088	0,018	0,037	0,118	0,091	0,044	-0,030	-0,057	-0,048	-0,057
ρ'	-0,046	-0,041	-0,086	0,014	0,026	0,082	0,067	0,022	-0,021	-0,026	-0,033	-0,041
q	-0,037	-0,032	-0,956	0,019	0,030	0,080	0,066	0,028	-0,012	-0,021	-0,024	-0,033
f	0,0018	0,0010	-0,0004	-0,0020	-0,0028	-0,0028	-0,0038	-0,0032	-0,0016	-0,0002	0,0011	-0,0020
Δ	-0,036	-0,032	-0,038	0,024	0,069	0,113	0,108	0,122	0,003	-0,0132	-0,036	-0,020
Θ_e	-0,358	-0,257	-0,440	0,005	0,154	0,366	0,330	0,148	-0,068	-0,135	-0,227	-0,291
v	0,016	0,032	0,013	0,018	0,008	-0,016	-0,027	-0,003	-0,023	0,028	0,029	0,019
M	0,024	0,044	0,018	0,019	0,005	-0,022	-0,036	-0,007	-0,030	0,035	0,031	0,027
M'	-0,053	0,056	-0,103	0,249	0,249	0,196	0,063	0,238	-0,105	0,257	0,149	0,314
N	0,068	0,039	0,006	-0,014	-0,001	-0,062	-0,070	-0,077	-0,006	0,003	0,090	0,053
O	-1,064	-0,144	-0,548	-1,342	-0,228	0,779	-3,086	0,293	0,390	-0,699	-0,195	-0,223
L_v	-0,133	-0,117	-0,260	-0,097	-0,119	-0,154	-0,192	-0,123	-0,239	-0,193	-0,136	-0,189
L_c	-0,550	-0,487	-0,420	-0,230	-0,328	-0,163	-0,020	-0,300	-0,401	-0,440	-0,547	-0,590
L_{cz}	-0,097	-0,054	0,0088	0,008	0,029	0,048	0,070	0,174	0,061	-0,043	-0,038	-0,026
L_{\bullet}	0,306	0,179	0,051	-0,064	0,014	-0,144	-0,254	-0,137	0,068	-0,010	0,377	0,359
L_m	-0,025	-0,057	-0,281	-0,133	-0,105	-0,133	-0,219	-0,238	-0,195	-0,067	-0,166	0,029
L_{\circ}	-0,055	0,186	-0,018	-0,114	-0,108	-0,118	-0,152	-0,258	-0,057	-0,256	0,075	0,009

Tabela 3. Pionowe gradienty parametrów meteorologicznych względem wysokości nad poziom morza ($\frac{\partial x_j}{\partial H}$) według równan hiperplaszczyzn regresji

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T	-0,410	-0,376	-0,310	-0,625	-0,667	-0,675	-0,644	-0,615	-0,601	-0,474	-0,415	-0,395
T_{\max}	0,392	-0,457	-0,605	-0,804	-0,423	-0,822	-0,833	-0,785	-0,752	-0,634	-0,446	-0,406
T_{\min}	0,601	-0,441	-0,448	-0,545	-0,517	-0,481	0,456	0,4285	-0,393	-0,346	-0,376	-0,395
A	0,011	-0,107	-0,158	-0,312	-0,316	-0,342	-0,377	-0,357	-0,358	-0,269	-0,768	-0,017
U	0,070	-0,064	-0,087	-0,112	-0,117	-0,115	-0,106	-0,105	-0,090	-0,081	-0,070	-0,062
H'	4,096	-0,091	-0,123	-0,157	-0,166	-0,162	-0,182	-0,148	-0,134	-0,114	-0,100	-0,095
p	4,674	-9,089	-8,465	-8,531	-8,377	-8,191	-8,072	-8,146	-8,302	-8,356	-6,986	-8,364
Θ	0,000	-0,063	0,151	0,100	0,063	0,065	0,111	0,128	0,186	0,258	0,207	0,331
ρ	4,010	-0,010	-0,0085	-0,0080	-0,0067	0,0084	-0,0071	-0,0075	-0,0078	-0,0083	-0,0072	-0,0090
S	0,001	0,002	0,005	0,0003	0,0002	0,0002	0,0003	0,0004	0,0008	0,0009	0,0007	0,0012
e	-0,123	-0,124	-0,162	-0,202	-0,295	-0,365	-0,416	-0,582	-0,314	-0,244	0,181	-0,150
ρ^i	0,096	-0,094	-0,123	-0,148	-0,211	-0,257	-0,295	-0,271	-0,226	-0,180	-0,139	-0,114
q	4,061	-0,057	-0,083	-0,099	-0,149	-0,170	-0,239	-0,185	-0,152	-1,119	-0,936	-0,072
f	4,001?	-0,002	-0,006	-0,0074	-0,0097	0,093	0,0073	0,0070	0,0048	0,0003	-0,0017	-0,001?
Δ	4,017	-0,021	-0,058	-0,164	-0,246	-0,298	-0,289	-0,270	-0,171	-0,698	-0,017	-0,018
Θ_e	4,3,0	-0,560	-0,715	-0,801	-1,050	-1,085	-1,226	-1,068	-0,920	-0,755	-0,654	-0,577
v	0,646	0,423	0,354	0,296	0,242	0,226	0,248	0,268	0,321	0,357	0,396	0,455
M	0,656	0,456	0,377	0,318	0,253	0,224	0,577	0,278	0,339	0,382	0,450	0,493
M'	0,970	0,702	0,528	0,684	0,652	0,871	1,140	1,345	1,332	0,017	0,970	0,010
N	0,00	0,021	0,029	0,062	0,075	0,078	0,070	0,091	0,076	0,047	0,002	0,002
O	5,065	4,299	4,053	5,330	5,164	7,827	6,556	5,297	3,204	3,782	6,392	4,854
L_w	1,1,4	1, 1,29	1,133	1,021	1,014	0,012	1,028	1,024	1,0592	1,178	0,012	1,218
L_c	-0,171	-0,214	-0,099	-0,229	-0,261	-0,233	-0,456	-0,480	-0,622	-0,710	-0,491	-0,467
L_{CS}	0,062	0,039	-0,066	-0,088	-0,133	-0,131	-0,1003	-0,176	-0,154	-0,360	0,073	0,033
L_{\bullet}	0,050	0,165	0,154	0,318	0,371	0,452	0,376	0,452	0,329	0,234	0,053	0,078
L_m	1,295	1,035	1,136	1,197	1,291	1,275	1,281	1,184	1,094	0,951	0,997	0,012
L_{\circ}	0,416	0,343	0,433	0,462	0,475	0,464	0,359	0,422	0,371	0,366	0,383	0,431

3.3. Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce

Tom III. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1980, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 322

Celem pracy jest określenie empirycznymi wzorami przestrzennego rozkładu różnych wskaźników wilgotności powietrza w Polsce (1951-1960). Dotyczy ona wyłącznie wilgotności powietrza: ciśnienia pary wodnej, wilgotności bezwzględnej (gęstości pary wodnej), wilgotności właściwej, niedosytu wilgotności i wilgotności względnej. Zależność parametrów wilgotności powietrza od współrzędnych geograficznych wyrażają równania prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Współczynniki w tych równaniach – to gradienty poziome (południkowe i równoleżnikowe) oraz hipsometryczne – średnie na obszarze Polski. Pola poszczególnych wskaźników wilgotności powietrza scharakteryzowano również zamieszczając wykresy dystrybuant empirycznych i teoretycznych na siatce dystrybuant rozkładu normalnego. Wykresy dystrybuant empirycznych mają punkty przegięcia w pobliżu średnich arytmetycznych, co wskazuje na rozkład zbliżony do normalnego.

Prof. Zdzisław Mikulski w *Przedmowie* z kwietnia 1978 r. Stwierdza, że *jest to kompendium wiedzy o wilgotności powietrza w Polsce*. Stwierdza też, że mapy ilustrujące rozkład wilgotności bezwzględnej i właściwej powietrza na obszarze Polski w poszczególnych miesiącach mają istotne znaczenie np. dla celów rolnictwa, budownictwa i komunikacji.

SPIS TREŚCI (3)

PRZEDMOWA	3
I. WSTĘP	7
II. ZALEŻNOŚĆ PARAMETRÓW WILGOTNOŚCI POWIETRZA OD WSPÓLRZĘDNYCH GEOGRAFICZNYCH W	31
1. Ciśnienie pary wodnej	33
2. Wilgotność bezwzględna	85
3. Wilgotność właściwa	143
4. Niedosyt wilgotności powietrza	198
5. Wilgotność względna	253
III. ZAKOŃCZENIE	398

Największe, znaczenie praktyczne mają równania prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji e, p, q, Δ, f względem współrzędnych geograficznych φ, λ, H – wzory zestawione pod mapami. Równania hiperpłaszczyzn regresji

$$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H + a_0 \quad (1)$$

można wykorzystać w prognozach klimatologicznych. wstawiając do nich współrzędne $(\varphi_0, \lambda_0, H_0)$ danej miejscowości można określić dość dokładnie wartości ciśnienia pary wodnej e , wilgotności bezwzględnej p , właściwej q , niedosytu wilgotności Δ i wilgotności względnej f w poszczególnych miejscowościach. Wariancje resztkowe w^2 (odchylenia resztkowe w) wskazują, że w przypadku wilgotności powietrza przyjęte zależności liniowe y od współrzędnych geograficznych φ, λ, H są wystarczająco dokładne dla celów rolnictwa, budownictwa, komunikacji itp. Współczynniki regresji wielokrotnej

$\frac{\partial y}{\partial \varphi} = a_1, \frac{\partial y}{\partial \lambda} = a_2, \frac{\partial y}{\partial H} = a_3$ – geograficzne gradienty parametrów wilgotności y zestawiono w tabelicy 159. Ponadto podano wartości gradientów $\frac{\Delta y}{\Delta \varphi}, \frac{\Delta y}{\Delta \lambda}, \frac{\Delta y}{\Delta H}$ według równań prostych regresji (tabl.160). Gradienty horyzontalne $\frac{\Delta e}{\Delta \varphi}, \frac{\Delta \rho}{\Delta \varphi}, \frac{\Delta q}{\Delta \varphi}, \frac{\Delta \Delta}{\Delta \varphi}, \frac{\Delta f}{\Delta \varphi}$ i $\frac{\Delta e}{\Delta \lambda}, \frac{\Delta \rho}{\Delta \lambda}, \frac{\Delta q}{\Delta \lambda}, \frac{\Delta \Delta}{\Delta \lambda}, \frac{\Delta f}{\Delta \lambda}$ wyrażają zmiany badanych parametrów wilgotności powietrza, odpowiadające przyrostom szerokości i długości geograficznej $\Delta \varphi, \Delta \lambda$ o 1° . Gradienty zaś hipsometryczne $\frac{\Delta \rho}{\Delta H}, \frac{\Delta q}{\Delta H}, \frac{\Delta \Delta}{\Delta H}, \frac{\Delta f}{\Delta H}$ określają wzrost lub spadek (zależnie od znaku) danego parametru wilgotności o 100 m (tab.1-2). Na przykład zależność wilgotności bezwzględnej od φ, λ, H na obszarze Polski w lipcu przedstawia równanie

$$\rho = -0,181978 \varphi + 0,062250 \lambda - 0,294758 H + 20,441 \quad (2)$$

Tabela 1. Hipsometryczne gradienty wskaźników wilgotności według hiperpłaszczyzn regresji

	e	ρ	q	Δ	f
I	-0,125	-0,097	-0,061	0,017	-0,175
II	-0,124	-0,094	-0,057	-0,021	-0,195
III	-0,162	-0,123	-0,083	-0,058	-0,006
IV	-0,202	-0,148	-0,099	-0,164	-0,737
V	-0,295	-0,211	-0,148	-0,246	0,969
VI	-0,365	-0,257	-0,170	-0,295	0,927
VII	-0,415	-0,295	-0,239	-0,289	0,730
VIII	-0,362	-0,271	-0,185	-0,270	0,696
IX	-0,314	-0,226	-0,152	-0,170	0,482
X	-0,244	-0,180	-0,119	-0,069	0,026
XI	-0,182	-0,139	-0,094	-0,017	-0,167
XII	-0,150	-0,114	-0,072	-0,018	-0,173

A więc gradient hipsometryczny wilgotności bezwzględnej $\frac{\Delta f}{\Delta H}$ – przeciętny dla Polski – wynosi $\approx -0,3 \text{ g/m}^3 \cdot 100\text{m}$.

Tabela 2. Hipsometryczne gradienty wskaźników wilgotności według prostych regresji

	e	ρ	q	Δ	f
I	-0,127	-0,096	-0,058	0,001	-0,376
II	-0,109	-0,001	-0,045	0,005	-0,381
III	0,117	-0,090	-0,051	-0,029	-0,073
IV	-0,116	-0,114	-0,065	-0,107	0,478
V	-0,119	-0,135	-0,078	-0,194	0,847
VI	-0,253	-0,177	-0,096	-0,260	0,234
VII	-0,346	-0,244	-0,182	-0,210	0,503
VIII	-0,336	-0,237	-0,147	-0,177	0,418
IX	-0,269	-0,194	-0,118	-0,114	0,295
X	-0,222	-0,165	-0,101	-0,018	-0,277
XI	-0,139	-0,120	-0,073	0,007	-0,310
XII	-0,140	-0,107	-0,062	0,009	-0,377

Zarówno gradienty horyzontalne, jak i hipsometryczne wykazują w przybliżeniu sinusoidalne zmiany roczne z maksimum lub minimum w ciągu lata.

Dokładność wyznaczonych wartości y z równania hiperpłaszczyzny regresji określają wariancje resztkowe

$$w^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - a_1 \varphi_i - a_2 \lambda_i - a_3 H_i - a_0)^2 \quad (3)$$

Wykazują one przebieg roczny w miesiącach zimowych. Odchylenia resztkowe

$w = \sqrt{w^2}$ wskazują przeciętną dla obszaru Polski różnicę między mierzoną wartością parametru wilgotności y_i i wyznaczoną z równania hiperpłaszczyzny regresji :

$$w_i = y_i - a_1 \varphi_i - a_2 \lambda_i - a_3 H_i - a_0, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4)$$

Istotne znaczenie w klimatologii ma porównanie dystrybuant empirycznej z dystrybuantą rozkładu normalnego. Z wykresów wynika, że rozkłady prawdopodobieństwa parametrów wilgotności e, ρ, q, Δ, f na obszarze Polski są zbliżone do rozkładu normalnego. Częstości skumulowane na siatce dystrybuant normalnych nieznacznie odbiegają od linii prostej reprezentującej rozkład normalny. Rozkłady prawdopodobieństwa parametrów wilgotności powietrza, charakteryzujące tu zróżnicowanie przestrzenne na obszarze Polski, są jednak na ogół symetryczne. Umożliwiają one wyznaczenie prawdopodobieństwa w granicach obszaru Polski określonej, np. wilgotności bezwzględnej $\rho \leq \rho_0$ w danym miesiącu.

Parametry wilgotności powietrza wykazują dużą zależność zarówno od φ, λ, H jak i od innych parametrów meteorologicznych. Określających stan atmosfery. O wpływie ciśnienia atmosferycznego p , temperatury powietrza T , prędkości wiatru v , zachmurzenia N , opadu atmosferycznego O , itd. na wilgotność powietrza informują równania prostych regresji i współczynniki korelacji r_{xy} zestawione w odpowiednich tabelach na początku podrozdziałów. Parametry wilgotności wykazują największy związek z temperaturą powietrza i prędkością wiatru.

Do wyznaczania parametrów wilgotności powietrza $y = x_k = e, \rho, q, \Delta, f$ można używać również równań hiperpłaszczyzn głównych – maksymalnego prawdopodobieństwa) (rozd. I):

$$\begin{aligned} x_k &= M_1 \varphi + M_2 \lambda + M_3 H + M_0 \\ \dot{x}_k &= N_1 \varphi + N_2 \lambda + N_3 H + N_0 \end{aligned} \quad (5)$$

według standaryzacji $x'_j = \frac{x_j - \bar{x}_j}{s_j}$, $\dot{x}_j = \frac{x_j}{\bar{x}_j}$.

Miarą dokładności są tu wariancje resztkowe

$$\begin{aligned} v^2 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ki} - M_1 \varphi_i - M_2 \lambda_i - M_3 H_i - M_0)^2 \\ V^2 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ki} - N_1 \varphi_i - N_2 \lambda_i - N_3 H_i - N_0)^2 \end{aligned} \quad (6)$$

odchylenia resztkowe $v = \sqrt{v^2}$ i $V = \sqrt{V^2}$ i różnice

$$\begin{aligned} v_i &= x'_{ki} - M_1 \varphi_i - M_2 \lambda_i - M_3 H_i - M_0 \\ V_i &= \dot{x}_{ki} - N_1 \varphi_i - N_2 \lambda_i - N_3 H_i - N_0 \end{aligned} \quad (7)$$

Wskazują one, że dokładność hiperpłaszczyzn maksymalnego prawdopodobieństwa jest dość duża .

$$\begin{aligned} \frac{(y_1 - m_1)^2}{\lambda'_1} + \dots + \frac{(y_k - m_k)^2}{\lambda'_k} &= const \\ \frac{(y_1 - n_1)^2}{\lambda_1} + \dots + \frac{(y_k - n_k)^2}{\lambda_k} &= const \end{aligned} \quad (8)$$

Sposób wyznaczania prawdopodobieństwa

$$P\left(\begin{bmatrix} \varphi_1 \\ \lambda_1 \\ H_1 \\ x_1 \end{bmatrix} \leq \begin{bmatrix} \varphi \\ \lambda \\ H \\ x \end{bmatrix} \leq \begin{bmatrix} \varphi_2 \\ \lambda_2 \\ H_2 \\ x_2 \end{bmatrix} \right) \quad (9)$$

Omówiono to dokładnie we wstępie na przykładzie wilgotności bezwzględnej $x = \rho$.

Podano też przykład rozkładu u prawdopodobieństwa wilgotności bezwzględnej powietrza (ρ) w lipcu (liczebność, dystrybuanta empiryczna, dystrybuanta teoretyczna)(rys. 3). Wilgotność bezwzględną obliczono z wzoru

$$\rho = \frac{\varepsilon e}{RT} = 216,7 \frac{e}{T}, \quad R = 287 \frac{m^2}{s^2 \cdot K} \quad (10)$$

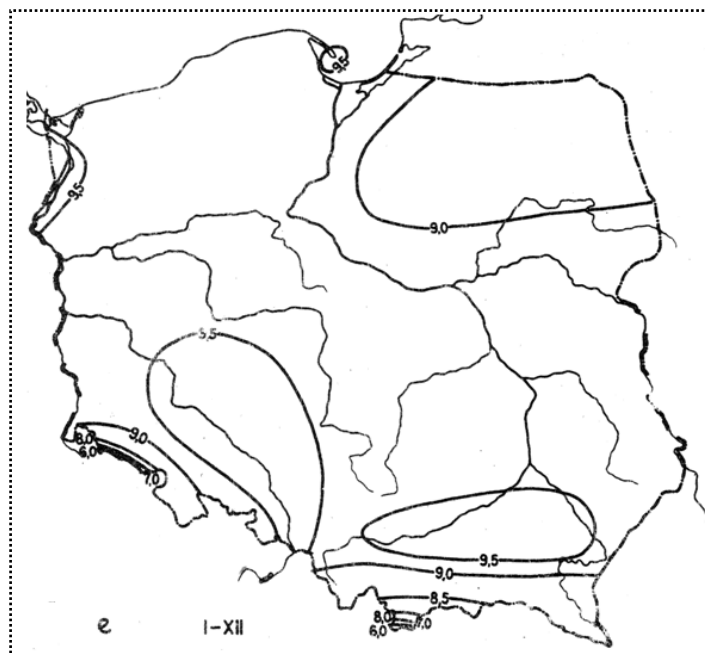
gdzie: e – ciśnienie pary wodnej, T – temperatura powietrza w skali Kelwina, wstawiając do wzoru $\varepsilon = 0,622$, przyjmując jednostki [e]= hPa, [T]=K, [ρ]= $\frac{g}{m^3}$.

Jak już wspomniano, można je obliczyć korzystając ze zwykłych tablic normalnego rozkładu prawdopodobieństwa jednej zmiennej. Uzupełnieniem informacji są średnie arytmetyczne \bar{x} , odchylenia standardowe s , współczynniki korelacji $r_\varphi, r_\lambda, r_H$. Na końcu podano macierze korelacji parametrów wilgotności powietrza e, ρ, q, Δ, f dla poszczególnych miesięcy. Te wszystkie miary informacji statystycznej charakteryzują w tym przypadku przestrzenne zróżnicowanie wilgotności powietrza na obszarze Polski – jej zależność od szerokości geograficznej φ , długości λ i wysokości bezwzględnej H . Przestrzenny rozkład parametrów wilgotności e, ρ w roku ilustrują rys. 1-3.

Wyznaczenie hiperpłaszczyzn regresji i hiperpłaszczyzn głównych oraz wielowymiarowych rozkładów prawdopodobieństwa aproksymujących dane empiryczne z obszaru całej Polski (okres 30-letni) było możliwe tylko przy zastosowaniu elektronicznej techniki obliczeniowej. Większość obliczeń wykonano na maszynie cyfrowej GIER według programów w języku Gier-Algol w Zakładzie obliczeń Numerycznych Instytutu Informatyki Uniwersytetu Warszawskiego, za co składamy serdeczne podziękowanie szczególnie dr inż. Leonowi Swiderskiemu i dr Krystynie Styś.

Pragniemy także serdecznie podziękować Dyrektorowi Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych prof. dr Jerzemu Kondrackiemu, dziekanowi Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych prof. dr hab. Zdzisławowi Mikulskiemu i doc. dr Witoldowi Kusińskiemu za sugestie opracowania tej III z kolei części Atlasu, dotyczącej wilgotności powietrza w Polsce oraz za pomoc w wykorzystaniu elektronicznej techniki obliczeniowej.

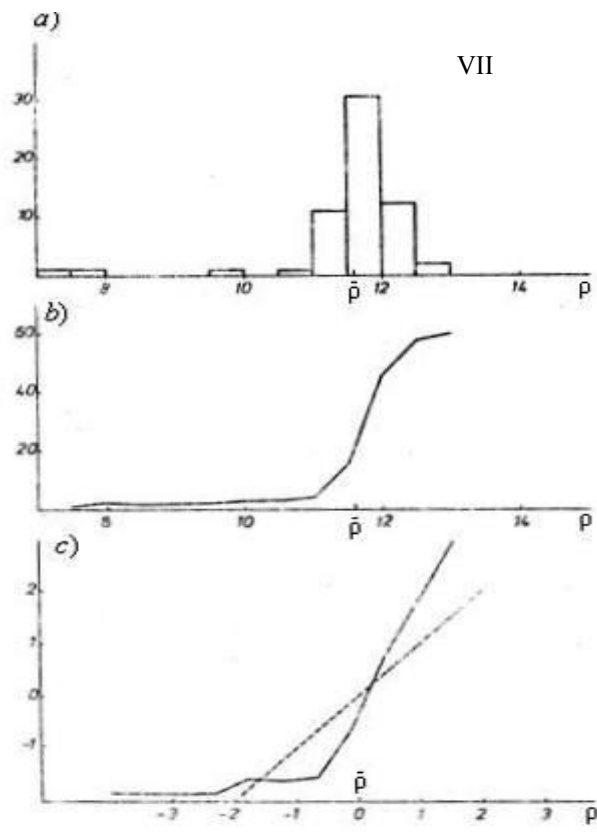
Autorzy są ponadto wdzięczni mgr Zdzisławowi Boryczce za pomoc w zebraniu odpowiednich danych i zestawieniu empirycznych równań.



Rys. 1. Rozkład przestrzenny ciśnienia pary wodnej (e , hPa) w roku



Rys. 2. Rozkład przestrzenny wilgotności bezwzględnej (ρ , g/m^3) powietrza w roku



Rys. 3. Rozkład prawdopodobieństwa wilgotności bezwzględnej powietrza w lipcu:
 a – liczebność, b – dystrybuanta empiryczna, c – dystrybuanta empiryczna i teoretyczna

3.4. Klimat północno-wschodniej Polski

Tom IV. Stopa-Boryczka M., Martyn D., Boryczka J., Wawer J., Ryczywolska E., Kopacz-Lembowicz M., Kossowska-Cezak U., Lenart W., Danielak D., Styś K., 1986), Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Klimat północno-wschodniej Polski** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 510

W pracy określono wpływ czynników geograficznych na pole zmiennych meteorologicznych w północno-wschodniej Polsce. Zbadano zależność 80 zmiennych meteorologicznych i 19 fenologicznych od szerokości geograficznej φ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H .

Pola temperatury powietrza charakteryzują zmienne: średnia, minimalna, maksymalna, amplituda dobową, roczną, daty początku i czas trwania termicznych pór roku, okres wegetacyjny, liczba dni z przymrozkami, okres bezprzymrozkowy, liczba dni mroźnych, bardzo mroźnych i gorących.

Pole wilgotności powietrza opisują wskaźniki: ciśnienie pary wodnej, wilgotność względna i niedosyt wilgotności oraz pośrednio – parowanie wody z powierzchni gruntu.

Miarami intensywności poziomego ruchu powietrza są: średnia prędkość wiatru, liczba dni z wiatrem silnym, bardzo silnym i częstość cisz.

Z obiegiem wody w układzie Ziemia-atmosfera wiążą się: opad atmosferyczny (sumy zmierzone, sumy rzeczywiste, amplituda, maksymalne sumy dobowe, liczba dni z opadem powyżej progów 0,1; 1,0; 10,0 mm, liczba dni z burzą, liczba dni z pokrywą śnieżną i okres jej występowania) i zachmurzenie (średnie dobowe, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą).

Odrębną grupę zmiennych stanowią fazy fenologiczne niektórych roślin m.in. początek i koniec kwitnienia drzew owocowych, wschód i żniwa owsa, wschód i zbiór buraków cukrowych, fazy rozwoju łubinu żółtego, lnu, początek i koniec pierwszego pokosu traw.

Przestrzenne rozkłady tych zmiennych na obszarze północno-wschodniej Polski charakteryzują mapy izarytmiczne. Równania hiperpłaszczyzn regresji względem szerokości (φ) i długości (λ) geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza (H) określają gradienty horyzontalne (południkowy i równoleżnikowy), a także hipsometryczny na tym terenie. Gradienty poziome informują o zmianach w kierunkach północ-południe i wschód-zachód w północno-wschodniej Polsce. Natomiast gradienty hipsometryczne wyrażają spadki czy też wzrosty badanych zmiennych, wyrażone na 100m wysokości nad poziomem morza. Okres badań obejmuje 15 lat (1951-1965), a liczba uwzględnionych stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej waha się od 53 przy wilgotności powietrza do 293 punktów pomiarów opadu.

W przedmowie prof. J. Kondrackiego czytamy: *Ten bogaty materiał udokumentował specyfikę klimatu północno-wschodniego krańca Polski, wyrażającą się w wydłużonym okresie zimy i skróconym czasie trwania lata, w porównaniu z zachodnią i środkową częścią kraju, a także największymi rocznymi amplitudami temperatury powietrza, będącymi potwierdzeniem wzrastającego z zachodu na wschód kontynentalizmu klimatu. Zwrócono uwagę na zależność cech mezoklimatu od ukształtowania powierzchni i występowania zbiorników wodnych. Zasluguje też na uwagę próba regionalizacji klimatycznej metodą izogradientów, analogiczną do zastosowanej w swoim czasie przez Eugeniusza Romera, oraz liczbową charakterystyka wydzielonych regionów.*

SPIS TREŚCI (4)

PRZEDMOWA	3
I. WSTĘP	5
II. ROZKŁAD GEOGRAFICZNY ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH – IZARYTMY, RÓWNANIA REGRESJI	14
1. Pole temperatury powietrza	17
2. Pole wilgotności powietrza	144
3. Zachmurzenie	229
4. Pole opadów atmosferycznych	311
5. Pole prędkości wiatru	418
6. Fenologia	464
III. ZAKOŃCZENIE	490
SUMMARY	497
LITERATURA	503

Wpływ czynników geograficznych na klimat północno-wschodniej części Polski w różnych skalach przestrzennych

Klimat północno-wschodniej części Polski charakteryzuje się cechami typowymi dla całego obszaru Polski, ponieważ jest kształtowany przez charakterystyczny dla naszego kraju zespół procesów klimatotwórczych i czynników geograficznych. Jednakże ze względu na położenie geograficzne obszar ten, a szczególnie jego część północno-wschodnią, wyróżnia się pewnymi cechami znanymi. Północno-wschodnią Polskę wyodrębnia się jako obszar najchłodniejszy (poza rejonami górskimi), głównie w chłodnej porze roku, czego następstwem jest:

- wydłużony okres zimy i skrócony czas trwania lata,
- skrócony okres wegetacyjny,
- najkrótszy okres bezprzymrozkowy,
- najdłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Poza tym charakteryzuje się największymi rocznymi amplitudami temperatury powietrza i skróconym czasem trwania przejściowych pór roku, zwłaszcza przedwiośnia. Inne charakterystyki klimatu, do których należą: wiatry (przeważnie słabe z kierunków W i NW – latem, a SW z wyraźnym wzrostem E – zimą), wilgotność powietrza, wysokość opadów i liczba dni z opadem, przewaga opadów letnich nad zimowymi, liczba dni pogodnych i pochmurnych, nie wyróżniają tego obszaru na tle Polski.

Wymienione specyficzne cechy warunków klimatycznych tego terenu są przejawem narastania wpływów kontynentalnych w kierunku z zachodu na wschód. To narastanie cech kontynentalizmu, typowe dla całego obszaru Polski, można również prześledzić na fragmencie objętym opracowaniem. Ogólny kierunek zmian, szczególnie cech termicznych, zachowuje układ typowy dla całej Polski. Najbardziej zaznacza się wzrost ku wschodowi rocznej amplitudy temperatury ze względu na niższe wartości temperatury powietrza w miesiącach zimowych.

Ogólny kierunek zmian temperatury (typowy również dla całej Polski): w zimie spadek równoleżnikowy – na wschód, a w lecie spadek południkowy – ku północy sprawia, że wschodnia część Pojezierza Mazurskiego jest najchłodniejszym fragmentem tego terenu, średnio o 2°C w porównaniu z najcieplejszą doliną Wisły. Potwierdzeniem są liczby dni charakterystycznych, np. dni bardzo mroźnych jest więcej o 15, mroźnych o 25, a dni z przymrozkami aż o 35 na krańcach wschodnich niż w zachodniej części omawianego terenu. Ta odmienna liczba dni charakterystycznych jest nie tylko wynikiem silniejszego

wychłodzenia obszarów położonych w północno-wschodniej i wschodniej części terenu, lecz także wynikiem dłuższego zalegania mas chłodnego powietrza. Pierwsze jesienne przymrozki pojawiają się na tym terenie przeciętnie o około 40 dni wcześniej niż na zachodzie, a zanikają na wiosnę o miesiąc później. Okres bezprzymrozkowy jest więc o około 70 dni krótszy. Pokrywa śnieżna zalega na tym obszarze również o ponad miesiąc dłużej niż w dolinie Wisły. Dni ze średnią dobową temperaturą poniżej i równą 0°C, które określają porę zimową, jest o ponad 25 więcej niż w południowej i południowo-zachodniej części obszaru i o tyleż samo dni krócej trwa lato. Okres wegetacyjny na Pojezierzu Suwalskim jest przeciętnie o 15 dni krótszy niż w dolinie Wisły. Surowość warunków termicznych, nasilająca się w kierunku północno-wschodnim, warunkuje wiele zjawisk, jakie zachodzą w przyrodzie. Na podstawie map dotyczących zjawisk fenologicznych można stwierdzić, że zróżnicowanie terminów początku i końca określonych faz rozwojowych zarówno roślinności naturalnej, jak i upraw rolniczych jest ściśle związane z rozkładem temperatury i zachowuje podobne zróżnicowanie. W północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego roślinność wchodzi w poszczególne fazy rozwoju z opóźnieniem przeciętnie o 10 do 20 dni w stosunku do rejonów położonych na południu i zachodzie.

Omówione cechy klimatu północno-wschodniej części Polski (ostrość zim, większe roczne amplitudy temperatury, zmniejszająca się w kierunku wschodnim zawartość pary wodnej w powietrzu, jak również wyraźna przewaga opadów letnich nad zimowymi) są skutkiem wpływów kontynentalnych. Spowodowane jest to przede wszystkim położeniem geograficznym – znacznym oddaleniem od wpływów Oceanu Atlantyckiego, ale również i ukształtowaniem terenu, które w południowej części stwarza warunki do swobodnego wnikania morskich mas powietrza, a w rejonie pojezierzy ich napływ jest utrudniony z powodu zróżnicowania rzeźby. Świadczy o tym zestawienie średniorocznej częstości (%) występowania typów mas powietrza w latach 1961-1970 w Warszawie i Suwałkach (Misiewicz 1975):

	Pm	Pk	A	Z
Warszawa	63,0	24,8	9,7	2,5
Suwałki	60,0	27,0	11,3	1,7

Rozkłady przestrzenne poszczególnych elementów meteorologicznych wskazują jednak, że na tle omówionych wyżej ogólnych prawidłowości, niektóre fragmenty terenu wyróżniają się spośród otaczających je obszarów nasileniem lub osłabieniem, a niekiedy nawet odstępstwem tendencji niektórych cech klimatu.

Główną przyczyną zróżnicowania warunków klimatycznych tego obszaru jest oddziaływanie lokalnych czynników geograficznych, spośród których najbardziej istotny wpływ wywierają: rzeźba terenu i rodzaj powierzchni czynnych oraz obecność dużych zbiorników wodnych.

Pod względem ukształtowania obszar ten jest niezwykle ciekawy i zróżnicowany. Południową jego część stanowi Nizina Mazowiecka, na której można wyróżnić takie, istotne z klimatologicznego punktu widzenia, formy rzeźby terenu, jak: wysoczyzny, doliny rzeczne i kotliny. Północna część opisywanego obszaru to Pojezierze Mazurskie, w którego skład wchodzi ciągi wzniesień morenowych, rzadko przekraczających 300 m n.p.m., porozielenych dolinami rzeczno-jeziornymi i rynnymi jeziornymi. Najniższym fragmentem terenu jest obszar Żuław Wiślanych.

Rzeźba terenu zaznacza najsilniej swój wpływ w rozkładzie takich elementów klimatu, jak: opad, temperatura, wiatr.

Sumy opadów w rejonie Pojezierza Mazurskiego są znacznie wyższe w porównaniu z Niziną Mazowiecką. Większa jest też tam liczba dni z opadami, jak również liczba dni z opadami dużymi, przekraczającymi 10 mm w ciągu doby. Związek z orografią zaznacza się też w mniejszej skali przestrzennej, w postaci wzrostu sum opadu w rejonie największych wzniesień pojeziernych, takich jak: Wzgórza Elbląskie i Szeskie, Góra Dylewska. Na Nizinie Mazowieckiej zwiększonymi opadami charakteryzują się wysoczyzny, szczególnie Ciechanowska, Białostocka (gdzie najwięcej jest też dni z deszczem), Kolneńska, Międzyrzecze Łomżyńskie oraz zachodnia część Wysoczyzny Siedleckiej.

Analizując wpływ rzeźby terenu i rodzaju podłoża na warunki termiczne można zauważyć, że najsilniej zaznacza się on w rozkładzie temperatury minimalnej. Najniższe temperatury minimalne towarzyszą podmokłej Kotlinie Biebrzy i podmokłym obszarom objętym Puszczą Kurpiowską. Jest to spowodowane wieloma przyczynami. Ze względu na fakt, że obszary te są położone niżej niż otaczające je tereny, występują tu grawitacyjne spływy chłodnego powietrza. Ponadto otwarcie doliny Biebrzy ku wschodowi sprzyja głębokiemu wnikaniu chłodniejszego powietrza ze wschodu, szczególnie w zimie, które może rozprzestrzeniać się w obniżeniach terenowych głęboko w kierunku zachodnim, aż po rejon Szczytna. Znacznym spadkiem temperatury w nocy może również sprzyjać małe zachmurzenie, jakie jest obserwowane w rejonie Szczytna i Myszyńca, oraz słabe wiatry. Układ takich warunków meteorologicznych, wraz ze zwiększoną wilgotnością powietrza, sprzyja powstawaniu mgły, która jest tu często notowana. W wyniku dużych spadków temperatury minimalnej na obszarach tych dochodzi do znacznych wahań temperatury w ciągu doby, co ilustruje rozkład dobowych amplitud temperatury.

Wysoczyzny w chłodnej porze roku zaznaczają się jako chłodniejsze. Bardziej jest to widoczne w rozkładzie temperatur maksymalnych niż w temperaturach średnich. W lecie natomiast wysoczyzny są cieplejsze (szczególnie w temperaturze minimalnej).

Kotlina Warszawska oraz dolina Wisły są obszarami najcieplejszymi. Ujawniają to trzy charakterystyki temperatury – średnia, maksymalna i minimalna.

Związek prędkości wiatru z układem rzeźby jest również wyraźny i przyczynia się do znacznego zróżnicowania zarówno średnich prędkości, jak też liczby dni z wiatrem silnym i z wiatrem bardzo silnym. Do najbardziej zacisznych obszarów należy dolina dolnej Wisły i Żuław leżące w stosunku do przeważających wiatrów z kierunku zachodniego w „cieniu” wzgórz Pojezierza Kaszubskiego. Analogicznie sytuacja występuje w dolinie Łyny, po wschodniej stronie wzgórz Warmii. Zmniejszonymi prędkościami wiatru charakteryzują się też Kotliny Toruńska i Warszawska, ale tylko w centralnej części. Północne i południowe obrzeża Kotliny Warszawskiej są silniej przewietrzane. Jest to efekt zwiększonego ruchu powietrza na południowym skraju Wysoczyzny Płockiej i północnym Wysoczyzny Rawskiej. Ogólnie ujmując, wszystkie wysoczyzny, poza Ciechanowską, charakteryzują się zwiększonymi prędkościami wiatru, a szczególnie wyróżnia się Wysoczyzna Białostocka, gdzie najwięcej jest dni z wiatrem silnym i są to dni najczęściej z wiatrem bardzo silnym.

Wpływ zbiorników wodnych na warunki klimatyczne sąsiadujących z nimi terenów zaznacza się na omawianym obszarze najsilniej w rejonie Zatoki Gdańskiej oraz, w mniejszym stopniu, w otoczeniu Wielkich Jezior Mazurskich.

Oddziaływanie wód Zatoki Gdańskiej jest widoczne w każdej charakterystyce klimatu, lecz zasięg wpływu jest wyraźnie zróżnicowany: od pewnych cech charakterystycznych jedynie dla wąskiej strefy przybrzeżnej (jak prędkość wiatru), aż do odległych wpływów zaznaczających się daleko w głębi lądu (jak zachmurzenie, które wzrasta w rejonie Pojezierza Olsztyńskiego i Mrągowskiego).

Wąski pas Mierzei Wiślanej oraz strefa brzegowa Zalewu Wiślanego wyróżnia się na tle obszaru północno-wschodniej części Polski najsilniejszymi wiatrami. Mała szorstkość pod-

łoża nad stosunkowo spokojnymi wodami Zatoki Gdańskiej powoduje, że strefa brzegowa jest narażona na oddziaływanie najsilniejszych podmuchów wiatru, który w miarę przemieszczania się nad lądem (powierzchnią o znacznie większej szorstkości) ulega stopniowo wyciszaniu. Silniejsze wiatry obserwowane są jeszcze poza wybrzeżem na Wzgórzach Elbląskich i w zachodniej części wzgórz Warmii. W tym rejonie jest też najwięcej dni z wiatrem silnym. Jest ich aż o 60 dni więcej niż w sąsiadującej z nimi dolinie Łyny, leżącej w „cieniu” wiatrowym wzgórz Warmii.

Wyraźny jest też wpływ wód Zatoki Gdańskiej na temperaturę powietrza przyległych terenów. Charakter tego wpływu zmienia się zależnie od pór roku. Na wiosnę i w lecie, aż do lipca, jest to wpływ ochładzający, który szczególnie zaznacza się w temperaturze maksymalnej. Od sierpnia do zimy jest to oddziaływanie ocieplające, widoczne najbardziej w temperaturze minimalnej. Okres bezprzymrozkowy jest tu aż o 70 dni dłuższy niż na wschodzie. Łagodzący wpływ wód Zatoki Gdańskiej na temperatury ekstremalne powoduje, że stwierdza się w tym rejonie najmniejsze amplitudy temperatury, zarówno dobowe, jak i roczne.

Zwiększona zawartość pary wodnej w powietrzu oraz wyraźnie większe i częstsze opady we wschodniej części obszaru wokół Zatoki Gdańskiej (szczególnie Wzgórze Elbląskie i wzgórze Warmii) są również świadectwem wpływu dużych obszarów wodnych. Wpływ kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich na otaczające tereny zaznacza się w mniejszym stopniu (przy tej skali opracowania). Najwyraźniej modyfikowane są warunki termiczne. Wpływając ocieplająco, wody jezior łagodzą temperatury minimalne. Prowadzi to również do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury. Wpływ ten najsilniej zaznacza się w okresie od września do listopada, dorównując wówczas oddziaływaniu wód Zatoki Gdańskiej.

W rejonie Zatoki Gdańskiej, jak i wielkich jezior Mazurskich w okresie letnim rejestruje się wyraźnie więcej dni z burzą. Kontrastowość podłoża sąsiadujących ze sobą obszarów lądowych i wodnych zwiększa chwiejność mas powietrza, przyczyniając się do intensywniejszego rozwoju zachmurzenia konwekcyjnego.

Na obszarze objętym opracowaniem wyróżnia się jeszcze jeden fragment terenu – rejon Warszawy. Zasluguje on na szczególną uwagę ze względu na to, że pewne cechy klimatu tego miejsca wywołane są nie wpływem naturalnych czynników geograficznych, lecz czynnikami antropogenicznymi. Olbrzymi obszar zabudowany zaznacza swój wpływ w warunkach termicznych (wzrostem temperatury, szczególnie minimalnej), obniżeniem wilgotności powietrza, zwiększoną liczbą dni pochmurnych, rzadziej występującymi mgłami, a także zwiększoną liczbą dni z burzą.

Regiony klimatyczne północno-wschodniej części Polski

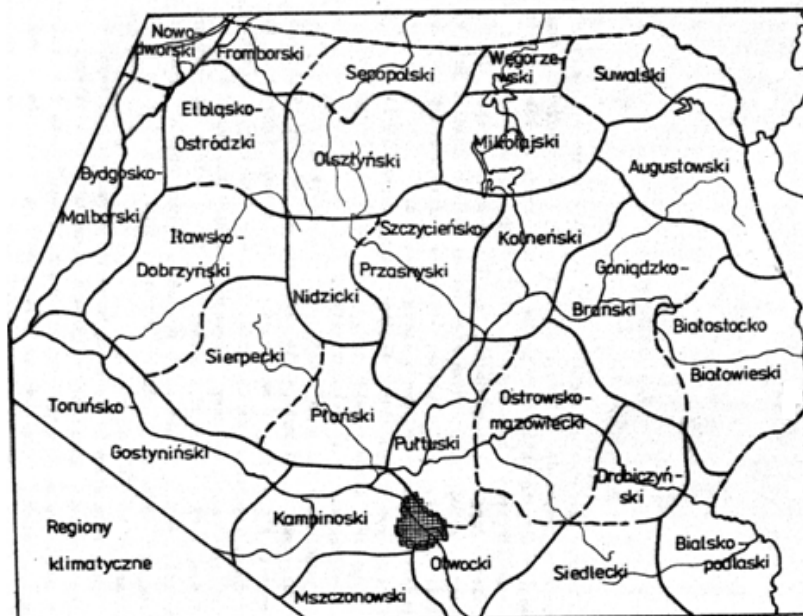
Przedstawiony na mapach obraz zróżnicowania warunków klimatycznych w północno-wschodniej części Polski ujawnia wpływ jedynie głównych form rzeźby terenu. Warto nadmienić, że opracowanie oparte na podstawie materiałów z powiększonej sieci stacji meteorologicznych pozwoliły na ujawnienie wielu innych interesujących związków z czynnikami geograficznymi.

Analizując rozkład elementów klimatu na zamieszczonych w Atlasie mapach należy stwierdzić, że największe przestrzenne zróżnicowanie wykazują takie charakterystyki, jak: temperatura powietrza, opad atmosferyczny czy też parowanie terenowe i wilgotność powietrza. Te elementy klimatu stanowiły więc podstawę do przeprowadzenia regionalizacji, czyli takiego rodzaju syntezy, który pozwala na wyróżnienie obszarów o wyraźnie różniących się cechach klimatu. W celu znalezienia granic takich obszarów

w północno-wschodniej części Polski posłużono się metodą izogradentów Romera (1949, 1962), z pewną modyfikacją wynikającą ze skali opracowania.

W obszarze północno-wschodniej części Polski wyróżniono w ten sposób 27 regionów klimatycznych, które nazwano od centralnie położonej miejscowości (rys. 1). Z regionalizacji wyłączono obszar Warszawy, gdyż na jej warunki klimatyczne silny wpływ wywiera samo miasto (klimat miejski).

Szczegółową charakterystykę wyróżnionych regionów klimatycznych północno-wschodniej części Polski przedstawia tabela 1.



Rys. 1. Regiony klimatyczne północno-wschodniej części Polski

Na zbiorczą mapę w skali 1:1 250 000 naniesiono materiał z 31 map przedstawiający izarytmiczny obraz zróżnicowania warunków klimatycznych, uwzględniający warunki termiczne, wilgotnościowe i opadowe. Z charakterystyk termicznych wybrano: maksymalną i minimalną temperaturę powietrza oraz dobową amplitudę temperatury w styczniu, kwietniu, lipcu i październiku; wykorzystano także mapy czasu trwania sześciu termicznych pór roku. Warunki termiczne prezentuje więc 18 map.

Z pozostałych elementów klimatu wybrano: sumy opadów w styczniu, kwietniu, lipcu i październiku, roczne sumy opadów oraz roczną amplitudę sum opadów; wilgotność względną w tych samych miesiącach, sumy parowania terenowego w sezonie letnim oraz w roku; wybrano też liczbę dni z pokrywą śnieżną – łącznie 13 map. Tak przygotowaną mapę pokryto siatką kwadratów o powierzchni 100 km². Następnie policzono ile izarytm przechodzi przez każde z pól, liczbę ich odniesiono do środka pola. Sporządzono 3 rodzaje map zbiorczych: z całego materiału, tylko z cech termicznych oraz z charakterystyk wilgotnościowo-opadowych. Na mapach tych zaznaczono linie (osie) największych gradientów (ilości izarytm przechodzących przez pole podstawowe) będące granicami klimatycznymi. Tam gdzie były dwie linie gradientów (sumaryczna i termiczna bądź sumaryczna i wilgotnościowa), można było przeprowadzić wyraźną

granicę regionu (linia ciągła), natomiast tam gdzie przechodzi jedna linia (z cech termicznych bądź opadowych), granica jest mniej wyraźna (linia przerywana)

Tabela 1. Część 1. Liczbowa charakterystyka regionów klimatycznych północno-wschodniej części Polski. a. Średnia dobową temperaturą (°C), b. Temperatura maksymalna (°C), c. Temperatura minimalna (°C), d. Amplituda dobową temperatury, e. Suma miesięczną opadów (mm), f. Amplituda roczną temperatury (°C), g. Długość zimy (dni), h. Długość lata (dni), i. liczbą dni z pokrywą śnieżną, j. Sumy roczne opadów (mm)

	Nazwa regionu		Styczeń	Kwiecień	Lipiec	Październik		Rok
1	Nowodworsko-Gdański	a	< -2,0	ok. 6,5	ok. 17,5	ok. 9,0	f	ok. 20,0
		b	< 0,5	9,5 – 11,0	21,5 – 22,0	ok. 12,5	g	ok. 85
		c	< -5,0	2,8 – 3,0	12,5 – 13,5	5,2 – 6,1	h	85 – 88
		d	5,0 – 5,5	6,9 – 8,7	8,4 – 9,4	6,4 – 7,0	i	65 – 70
		e	ok. 30	ok. 30	80 – 90	40 – 50	j	500 – 625
2	Fromborski	a	-2,0 – 4,8	ok. 6,5	ok. 17,3	8,4 – 9,0	f	20,0 – 20,7
		b	0,4 – -0,4	10,5 – 11,0	21,4 – 22,1	12,2 – 12,5	g	85 – 100
		c	-4,9 – -6,0	1,6 – 2,6	12,1 – 13,5	4,7 – 6,0	h	80 – 85
		d	5,1 – 5,5	7,8 – 9,1	8,4 – 9,9	6,4 – 7,5	i	70 – 75
		e	30 – 41	ok. 30	90 – 105	50 – 65	j	600 – 725
3	Sępoleński	a	-2,8 – -3,5	ok. 6,3	16,9 – 17,2	8,0 – 8,3	f	20 – 21,4
		b	-0,4 – -1,0	ok. 11,0	ok. 22,2	11,8 – 12,2	g	100 – 105
		c	-6,0 – -6,5	1,4 – 2,0	9,4 – 10,6	4,4 – 4,8	h	76 – 80
		d	5,0 – 5,6	8,9 – 10,1	11,4 – 12,5	ok. 7,5	i	75 – 85
		e	29 – 41	29 – 40	95 – 105	ok. 50	j	575 – 670
4	Węgorzewski	a	-3,5 – -4,0	5,8 – 6,2	ok. 16,8	7,5 – 8,1	f	21,4 – 22,1
		b	-1,1 – -1,5	10,4 – 11,0	ok. 22,0	11,1 – 11,7	g	105 – 113
		c	-6,4 – -7,0	1,4 – 1,9	11,4 – 12,5	4,0 – 4,8	h	74 – 77
		d	5,0 – 5,6	ok. 9,0	9,6 – 10,6	6,6 – 7,6	i	85 – 99
		e	ok. 30	ok. 35	ok. 90	40 – 50	j	600 – 655
5	Suwalski	a	-4,0 – -4,5	< 6,0	16,8 – 17,5	7,0 – 7,5	f	21,9 – 23,1
		b	-1,5 – -2,1	ok. 10,5	22,0 – 22,5	ok. 11,0	g	113 – 116
		c	< -7,0	1,3 – 1,7	11,4 – 12,3	3,4 – 4,2	h	74 – 77
		d	4,9 – 5,6	8,9 – 9,5	9,6 – 11,1	6,7 – 7,8	i	ok. 100
		e	ok. 30	25 – 50	70 – 90	ok. 40	j	525 – 650
6	Bydgosko-Malborski	a	2,0 – 3,0	6,5 – 7,0	17,5 – 18,0	8,0 – 8,6	f	19,9 – 21,1
		b	0,4 – -0,4	11,0 – 12,5	22,0 – 23,5	12,5 – 13,0	g	85 – 98
		c	-4,9 – -5,6	1,9 – 2,7	12,0 – 13,1	4,0 – 5,0	h	85 – 96
		d	4,9 – 6,1	9,4 – 10,1	9,0 – 11,1	6,9 – 8,2	i	55 – 72
		e	19 – 30	ok. 30	75 – 100	25 – 40	j	425 – 570
7	Elbląsko-Ostródzki	a	-2,0 – -3,5	ok. 6,5	17,3 – 17,5	8,0 – 9,0	f	19,9 – 21,2
		b	0,5 – -1,0	11,0 – 11,5	22,0 – 22,5	12,0 – 12,5	g	85 – 105
		c	-5,0 – -6,0	1,7 – 2,6	12,0 – 13,0	4,0 – 5,8	h	79 – 85
		d	5,0 – 5,5	8,9 – 9,9	8,5 – 10,5	6,6 – 8,1	i	70 – 80
		e	29 – 40	29 – 40	85 – 100	32 – 53	j	530 – 660
8	Olsztyński	a	-2,8 – -3,5	6,2 – 6,5	17,0 – 17,5	7,4 – 8,0	f	20,7 – 21,8
		b	-0,5 – -1,1	11,0 – 11,5	22,1 – 22,7	11,7 – 12,3	g	98 – 108
		c	-5,8 – -7,0	1,0 – 2,0	11,5 – 12,5	3,2 – 4,8	h	ok. 80
		d	5,2 – 6,0	8,9 – 10,6	9,5 – 11,4	7,4 – 8,5	i	75 – 89
		e	29 – 41	ok. 40	90 – 105	30 – 55	j	550 – 670
9	Mikołajski	a	-3,5 – -4,2	5,8 – 6,2	16,9 – 17,6	7,3 – 8,1	f	21,4 – 22,5
		b	-1,1 – -2,0	10,5 – 11,5	21,9 – 22,5	10,9 – 11,8	g	105 – 116
		c	-6,3 – -7,1	1,2 – 2,0	12,0 – 12,6	3,4 – 5,1	h	76 – 81
		d	4,9 – 5,1	8,9 – 10,0	9,4 – 11,0	6,4 – 8,1	i	82 – 100
		e	ok. 30	30 – 40	80 – 90	ok. 40	j	530 – 600

Tabela 1. Cd. Część 2

	Nazwa regionu		Styczeń	Kwiecień	Lipiec	Październik		Rok
10	Augustowski	a	-4,2 – -4,7	< 6,0	17,1– 17,8	6,8 – 7,3	f	22,4 – 23,2
		b	< -2,0	10,5 – 11,4	22,5– 23,0	11,0– 11,7	g	113– 116
		c	< -7,0	1,0 – 1,6	10,9– 12,1	2,9– 3,5	h	74– 82
		d	5,0 – 5,6	8,9 – 9,6	10,0 – 12,1	7,? – 9,1	i	88 – 102
		e	15 – 30	30– 50	80– 90	30– 40	j	480– 620
11	Hawsko-Dobrzyński	a	-2,5 – -3,8	6,5– 7,0	17,5– 18,0	7,5 – 8,0	f	20,9 – 21,6
		b	-0,1 – -1,1	11,4 – 12,4	22,5– 23,5	12,0– 13,0	g	92– 108
		c	-5,5 – -7,0	1,4 – 2,0	11,5– 12,5	3,4– 4,5	h	80– 90
		d	5,2 – 5,8	9,4 – 10,0	10,2– 11,0	7,7– 8,7	i	60– 80
		e	30 – 40	ok. 30	75 – 105	ok. 30	j	480 – 660
12	Nidzicki	a	-3,5 – -4,1	6,3– 6,8	1,0– 17,5	ok. 7,4	f	21,2– 22,1
		b	ok. -1,0	11,4– 12,0	22,7 – 23,1	ok. 12	g	105– 111
		c	-6,5 – -7,1	1,0– 2,0	11,4– 11,8	2,9– 3,5	h	79– 85
		d	5,4– 6,2	9,9 – 10,6	10,5 – 11,6	7,9– 9,1	i	ok. 80
		e	30– 39	30– 40	80– 95	ok. 30	j	550– 650
13	Szczycieński-Przasnyski	a	-3,5 – -4,0	6,3– 7,2	17,0– 18,0	7,4– 7,9	f	21,6– 22,2
		b	ok. -1,2	11,4– 12,5	22,5– 23,5	11,7 – 12,5	g	ok. 110
		c	-6,1– -7,1	1,0 – 2,5	11,4– 12,5	2,9 – 4,0	h	78– 90
		d	5,4 – 6,1	9,4– 10,6	10,2– 11,7	7,2 – 9,0	i	70– 95
		e	22– 39	30– 45	60– 90	25– 40	j	440– 550
14	Kolneński	a	-3,5 – -4,5	5,8– 7,0	ok. 17,5	7,0– 7,6	f	22,2– 22,7
		b	-1,0– -2,0	11,0– 12,0	22,4 – 23,6	11,3– 12,0	g	104– 113
		c	- 6,6– -7,2	0,9– 2,2	11,0 – 12,2	3,0 – 3,6	h	78– 88
		d	5,4– 5,6	9,2 – 10,6	10,0 – 11,9	7,7– 9,0	i	80– 93
		e	19– 31	35– 40	70– 90	30– 45	j	480– 560
15	Goniódzko-Brański	a	-3,8– -4,5	6,0– 7,0	17,5– 17,9	7,0– 7,6	f	22,3– 22,9
		b	-1,6– -2,1	11,1– 12,3	23,0 – 23,5	11,5– 12,3	g	106– 115
		c	-6,7– -7,2	1,0– 2,4	11,0– 12,4	2,9 – 3,6	h	80– 89
		d	ok. 5,4	9,4– 10,6	10,9– 12,1	8,4– 9,1	i	80– 100
		e	21– 31	30– 43	60– 90	ok. 40	j	480– 610
16	Toruńsko-Gostyński	a	-2,0– -3,0	7,0– 7,9	18,0– 18,5	8,1– 8,6	f	20,9– 21,6
		b	ok. 0,0	ok. 12,5	ok. 23,5	12,9– 13,6	g	89– 95
		c	-4,9 – -5,5	2,0– 3,1	12,5– 13,1	4,0– 4,6	h	86– 96
		d	ok. 5,5	ok. 10,0	10,5– 11,5	8,0– 9,2	i	ok. 60
		e	19– 41	ok. 30	75– 115	<30	j	440– 610
17	Sierpecki	a	-3,1– -3,8	6,2– 7,5	17,5– 18,0	7,5– 8,0	f	21,2– 21,9
		b	-3,1– -1,0	11,4– 12,0	22,8– 23,6	12,0 – 13,2	g	90– 105
		c	-5,5– -7,0	1,4– 2,5	11,6– 12,9	3,4– 4,1	h	80– 90
		d	5,3– 5,6	ok. 9,8	ok. 11,0	8,1– 9,1	i	65 – 80
		e	29– 41	ok. 50	75– 90	ok. 30	j	480– 600
18	Płoński	a	-3,0– -3,5	6,8– 7,5	17,6– 18,5	7,3– 8,1	f	21,4– 22,0
		b	-0,5– -1,0	12,0– 12,5	23,3 – 23,6	12,3 – 13,0	g	91– 104
		c	-5,6– -6,6	1,9– 2,9	11,8 – 12,8	3,3 – 4,1	h	85– 95
		d	ok. 5,5	ok. 9,7	10,9 – 11,4	ok. 9,0	i	65– 80
		e	29– 41	30– 40	55 – 90	ok. 30	j	470 – 550

Tabela 1. Cd. Część 3

	Nazwa regionu		Styczeń	Kwiecień	lipiec	Październik		Rok
19	Póltuski	a	-3,0– -3,5	7,0– 8,0	18,0– 18,6	7,3– 8,5	f	22,0– 22,5
		b	-0,5– -1,5	12,0– 13,0	23,5– 24,0	12,5– 13,1	g	95– 103
		c	-5,5– -6,6	2,2– 3,4	12,2– 13,3	3,7– 4,5	h	86– 98
		d	ok. 5,5	9,5– 10,0	10,9– 11,6	8,5– 9,4	i	65– 80
		e	19– 41	25– 40	60– 80	ok. 30	j	440– 550
20	Ostrowsko- mazowiecki	a	-3,5– -3,8	6,4– 7,4	17,5– 18,5	7,5– 8,0	f	22,0– 22,6
		b	-1,0– -1,6	12,0– 12,5	23,5– 23,8	12,1– 12,8	g	98– 106
		c	ok. -6,7	2,0– 3,1	12,1– 12,4	ok. 3,6	h	84– 88
		d	5,3– 5,6	ok.10,0	11,0– 11,6	8,5– 9,3	i	68– 82
		e	ok. 30	30– 40	65– 85	ok. 35	j	490– 580
21	Drohiczyński	a	-3,8– -4,1	6,9– 7,2	17,5– 18,2	7,6– 7,8	f	ok. 22,5
		b	ok. -1,5	12,0– 12,6	23,5– 24,0	12,2– 12,8	g	ok. 105
		c	-6,8– -7,0	2,3– 2,6	ok. 12,5	ok. 3,6	h	ok. 90
		d	4,9– 5,6	ok. 10,0	11,0– 11,6	8,5– 9,1	i	ok. 80
		e	19– 31	ok. 30	70– 95	ok. 30	j	490– 600
22	Białostocko- Białowiecki	a	-4,0– -4,6	6,3– 7,1 0	ok. 18,0	7,0– 7,6	f	22,5– 23,2
		b	-1,7– -2,1	11,0– 12,0	23,0– 23,5	11,4– 12,3	g	107– 115
		c	-6,8– -7,4	1,4– 2,5	11,8– 12,5	2,9– 3,6	h	79– 90
		d	ok. 5,5	9,4– 10,1	11,0– 11,6	8,0– 8,7	i	82– 100
		e	19– 31	ok. 30	60– 85	35– 45	j	490– 610
23	Kampinoski	a	-2,5– -3,0	7,5– 8,0	18,0– 18,6	8,1– 8,6	f	21,4– 22,1
		b	0,1– -0,5	12,5– 12,8	23,5– 23,7	13,0– 13,7	g	89– 96
		c	ok. -5,5	2,8– 3,5	12,5– 13,4	3,9– 4,5	h	91– 98
		d	5,0– 6,1	9,0– 10,0	10,5– 11,6	8,0– 9,1	i	65– 70
		e	20– 33	ok. 30	80– 95	ok. 30	j	490– 560
24	Otwocki	a	-3,0– -3,7	7,2– 8,0	18,0– 18,5	8,0– 8,5	f	21,5– 22,3
		b	-0,5– -1,1	12,5– 13,0	23,5– 24,0	12,8– 13,2	g	96– 103
		c	-5,5– -6,7	2,6– 3,3	12,3– 13,9	3,5– 4,5	h	ok. 90
		d	ok. 5,5	ok. 10,0	11,0– 11,6	9,0– 9,6	i	75– 80
		e	29– 42	ok. 30	60– 80	ok. 30	j	490– 610
25	Siedlecki	a	-3,5– -4,0	7,3– 7,5	ok. 18,0	ok. 8,0	f	21,8– 22,2
		b	-1,0– -1,5	12,0– 12,6	23,8– 24,5	ok. 12,5	g	100– 105
		c	-6,5– -7,0	ok. 2,5	11,9– 12,6	13,1– 3,6	h	ok. 90
		d	5,4– 6,1	ok.10,0	11,0– 12,6	8,0– 9,6	i	ok.80
		e	ok. 30	ok. 30	75– 85	ok.30	j	490– 600
26	Bielsko- Podlaski	a	-3,8– -4,2	7,0– 7,5	18,0– 18,6	7,6– 8,1	f	ok. 22,5
		b	ok. -1,5	11,9– 12,2	24,0– 24,5	12,3– 13,0	g	ok. 105
		c	ok. -7,0	ok. 2,5	12,0– 12,6	ok. 3,5	h	ok. 90
		d	5,1– 5,9	ok.10,0	11,6– 12,5	8,7– 9,6	i	ok. 80
		e	ok. 20	ok. 30	70– 85	ok. 30	j	40– 600
27	Mszczonowski	a	-2,7– -3,2	ok. 7,5	17,9– 18,3	ok. 8,5	f	ok. 21,5
		b	-0,1– -0,7	ok.12,5	ok.23,5	13,0– 13,5	g	91– 98
		c	-5,6– -6,0	2,4– 2,8	12,5– 13,1	4,0– 4,6	h	89– 94
		d	ok. 5,5	ok. 10,0	10,4– 11,4	8,9– 9,5	i	65– 80
		e	20– 30	ok.30	60– 85	ok.30	j	490– 550

3.5. Z badań klimatu Polski

Tom V. Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Z badań klimatu Polski** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 284

Za syntezę dotychczasowych badań w zakresie najistotniejszych cech klimatu Polski uwarunkowanych jej położeniem geograficznym i ukształtowaniem powierzchni można uznać tom V. Zawiera on wyniki badań zależności zmiennych meteorologicznych od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Miarami tej zależności są składowe gradienty pola: poziome – południkowe i równoleżnikowe oraz pionowy – hipsometryczny, określone równaniem hiperpłaszczyzny regresji względem φ , λ , H . Wylimitowanie wpływu wysokości terenu na klimat pozwoliło określić strefowość pól zmiennych meteorologicznych i określić zakres dominującego oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. Na przykład o przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu równoleżnikowego temperatury i wilgotności powietrza w ciągu roku z ujemnego zimą na dodatni latem.

Tendencje zmiennych meteorologicznych – średnich wartości i gradientów określono porównując dane z dziesięciolecia 1951-1960 i trzydziestolecia 1951-1980, a w przypadku temperatury i opadów w Warszawie z lat 1779-1979 i 1813-1980.

Średnie pola elementów meteorologicznych na obszarze Polski nie ulegają większym zmianom w czasie. Zarówno izarytmy, jak też gradienty horyzontalne i hipsometryczne w dziesięcioleciu i trzydziestoleciu są zbliżone.

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni Polski – wysokość nad poziomem morza. Izarytmy układają się mniej więcej równolegle do łańcuchów górskich z malejącymi wartościami temperatury i wzrastającymi sumami opadów atmosferycznych ze wzrostem wysokości.

Z przedmowy do tego tomu prof. Jerzego Kondrackiego wyeksponować należy fragment dotyczący odniesienia uzyskanych wyników do danych z półkuli północnej: *Interesujące jest przedstawienie średnich wartości elementów meteorologicznych z obszaru Polski i składowej południkowej gradientów pól według równań hiperpłaszczyzn regresji na tle istniejących profili południkowych charakteryzujących strefową zmienność klimatu na półkuli północnej. Rozbieżność między danymi z Polski i tymi profilami wskazuje na specyfikę klimatu Polski w odniesieniu do strefy umiarkowanych szerokości geograficznych – równoleżnika $\varphi = 52^\circ$.*

SPIS TREŚCI (5)

PRZEDMOWA	3
I. Z BADAŃ KLIMATU POLSKI ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	5
II. ZMIANY ROCZNE PRZECIĘTNEGO STANU ATMOSFERY W POLSCE NA TLE STREF KLIMATYCZNYCH PÓŁKULI PÓŁNOCNEJ	15
1. Przebieg roczny zmiennych meteorologicznych	15
1.1. Promieniowanie i usłonecznienie rzeczywiste	16
1.2. Temperatura powietrza	18
1.3. Wilgotność powietrza	20
1.4. Zachmurzenie	21
1.5. Opad atmosferyczny	22
1.6. Ciśnienie atmosferyczne i gęstość powietrza	23
1.7. Prędkość wiatru	23

2.	Zależność zmiennych meteorologicznych od szerokości geograficznej na półkuli północnej	24
III.	TREND CZASOWY PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE	50
1.	Przebieg roczny zmiennych meteorologicznych w dziesięcioleciu 1951-1960 na tle trzydziestolecia 1951-1980	50
2.	Pola zmiennych meteorologicznych w Polsce w latach 1951-1960 i 1951-1980	51
2.1.	Pole temperatury powietrza	54
2.2.	Pole wilgotności powietrza	56
2.3.	Pole zachmurzenia	56
2.4.	Pole opadów atmosferycznych	57
2.5.	Pole prędkości wiatru	60
3.	Wiekowe zmiany temperatury powietrza w latach 1779-1980 i opadów atmosferycznych w latach 1813-1980 w Warszawie	63
IV.	GEOGRAFICZNE GRADIENTY PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE I INNYCH SZEROKOŚCIACH PÓŁKULI PÓŁNOCNEJ	194
1.	Sinusoidy roczne gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych zmiennych meteorologicznych w latach 1951-1960 i 1951-1980	194
2.	Zależność gradientów południkowych zmiennych meteorologicznych od szerokości geograficznej na półkuli północnej	212
V.	ZAKOŃCZENIE	213
	SUMMARY	258
	LITERATURA	270
	Wykaz prac z zakresu klimatu Polski opublikowanych przez pracowników Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1952-1987.	273
	Wykaz prac magisterskich dotyczących klimatu Polski wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1952-1987	280

Cechy pól zmiennych meteorologicznych w Polsce

W pracy przedstawiono najistotniejsze cechy klimatu Polski uwarunkowane jej położeniem geograficznym i ukształtowaniem powierzchni. W tym celu zbadano zależność zmiennych meteorologicznych od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziom morza. Miarami tej zależności są składowe gradienty pola: poziome – południkowy i równoleżnikowy oraz pionowy – hipsometryczny, określone równaniem hiperpłaszczyzny regresji względem φ , λ , H . W ten sposób wyznaczone gradienty horyzontalne – południkowy $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$ – wskazują zmiany danego elementu wyrażone na $1^\circ\varphi / 1^\circ\lambda$ na poziomie morza. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat pozwoliło określić strefowość pól zmiennych meteorologicznych i określić zakres oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. Na przykład o przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu równoleżnikowego temperatury i wilgotności powietrza w ciągu roku z ujemnego zimą na dodatni latem. Trend czasowy pól zmiennych meteorologicznych – średnich wartości i gradientów $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial y}{\partial H}$ określono porównując dane z dziesięciolecia 1951-1960 i trzydziestolecia 1951-1980, a w przypadku temperatury i opadów także z lat 1779-1979 i 1813-1980. Przeciętny, wieloletni stan atmosfery na obszarze Polski nie ulega większym zmianom w czasie. Zarówno izarytmy, jak też gradienty horyzontalne i hipsometryczne w dziesięcioleciu i trzydziestolecu są zbliżone.

Do cech charakterystycznych pola temperatury powietrza w Polsce należy zmiana układu izoterm z równoleżnikowego latem na południkowy zimą. Zimowy (astrefowy) jej spadek z zachodu na wschód jest uwarunkowany cyrkulacją atmosferyczną – przewagą mas powietrza polarnego morskiego na zachodzie.

Istotną cechą klimatu Polski jest strefowość sum opadów atmosferycznych – równoleżnikowy układ izohiet od 600 mm w pasie nizin środkowej Polski do 1600-1700 w partiach szczytowych Tatr.

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni Polski – wysokość nad poziomem morza. Izarytmy układają się mniej więcej równolegle do łańcuchów górskich z malejącymi wartościami temperatury i wzrastającymi opadów atmosferycznych ze wzrostem wysokości.

Sinusoidy roczne gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych wskazują, że wpływ czynników geograficznych na stan atmosfery jest większy w półroczu ciepłym niż chłodnym. Największym wahaniami w ciągu roku ulegają gradienty hipsometryczne, a najmniejszym – gradienty równoleżnikowe. Istnieje ogólna prawidłowość, że gradienty południkowe temperatury i zawartości pary wodnej są ujemne w ciągu całego roku. Natomiast gradienty ciśnienia atmosferycznego, gęstości powietrza i prędkości wiatru mają znak dodatni. Wyjątek stanowią zachmurzenie i opady atmosferyczne, których gradienty południkowe zmieniają znak z dodatniego w miesiącach jesienno-zimowych na ujemny w okresie wiosenno-letnim.

Najważniejszą cechą gradientów równoleżnikowych jest zmiana znaku w ciągu roku z dodatniego latem na ujemny zimą. Świadczy to o przewadze cech oceanicznych klimatu na zachodzie i kontynentalnych na wschodzie. Wpływ długości geograficznej na pola ómionych meteorologicznych jest największy w chłodnej porze zwłaszcza w przypadku temperatury powietrza. Jak wiadomo, w okresie tym osiągają szczyt aktywności najbliższe układy baryczne (Niż Islandzki i Wyż Azjatycki), pod działaniem których znajduje się Polska.

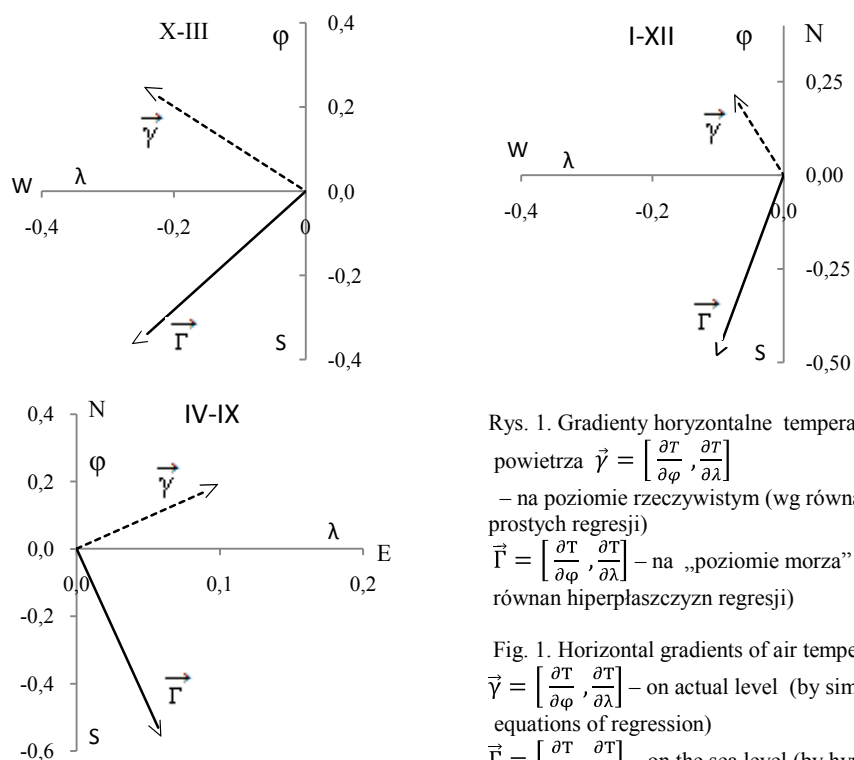
Miarą deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu są gradienty hipsometryczne $\frac{\partial y}{\partial H}$. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza maleje temperatura powietrza i jego wilgotność, ciśnienie atmosferyczne i gęstość powietrza. Natomiast opady atmosferyczne, zachmurzenie i prędkość wiatru są większe na większych wysokościach.

Zakres zmian gradientów geograficznych pól temperatury powietrza i opadów atmosferycznych podano niżej:

	temperatura powietrza	opady atmosferyczne
gradient południkowy	-0,6 – 0,2 °C/1°	-3,2 – 4,3 mm/1°
gradient równoleżnikowy	-0,3 – 0,2 °C/1°	-0,7 – 0,3 mm/1°
gradient hipsometryczny	-0,7 – 0,4 °C/100 m	3,9 – 6,1 mm/100m

Miarą deformacji pola zmiennej meteorologicznej y przez ukształtowanie powierzchni Ziemi – wysokości nad poziomem morza – jest kąt A -a między gradientami horyzontalnymi: $\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial y}{\partial x}, \frac{\partial y}{\partial x} \right] = [A_1, A_2]$ i $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial y}{\partial x}, \frac{\partial y}{\partial x} \right] = [a_1, a_2]$, określonymi równaniami prostych i hiperpłaszczyzn regresji. Na przykład gradient horyzontalny $[A_1, A_2]$ temperatury powietrze (rys. 1) na poziomie rzeczywistym jest odchylony od południa o kąt: w półroczu chłodnym – $A=145,8^\circ$, w półroczu ciepłym – $A=230,9^\circ$, w roku – $A=174,7^\circ$. Natomiast gradient horyzontalny $[a_1, a_2]$ zredukowany do poziomu morza jest odchylony od kierunku południowego o kąt: w półroczu chłodnym – $a=48,1^\circ$, w półroczu ciepłym – $a=14,7^\circ$, w roku – $a=6,0^\circ$. Ukształtowanie powierzchni Polski sprawia, że obserwuje się wzrost temperatury w kierunku północno-zachodnim (X-III) lub północno-wschodnim (IV-IX). Natomiast na poziomie morza (wektor pogrubiony)

otrzymuje się prawie strefowy rozkład temperatury powietrza na obszarze Polski – jej wzrost w kierunku południowo-zachodnim (X-III) lub południowo-wschodnim (IV-IX). Wskaźnik deformacji $A-a$ wynosi: w półroczu chłodnym – $97,7^\circ$, w półroczu ciepłym – $245,6^\circ$, rok – $168,7^\circ$. Współczynnik deformacji $D = \frac{|A-a|}{\pi} 100\%$ (kąt ostry między wektorami $\vec{\gamma}$, $\vec{\Gamma}$ odniesiony do kąta 180°) przyjmuje wartości: półrocze chłodne $-D = 54,3\%$, półrocze ciepłe $-D = 63,6\%$, rok $-D = 93,7\%$. Zmiany roczne współczynnika deformacji D przedstawiono na rys. 2 (linia przerywana). Odchylenie a (azymut astronomiczny) gradientu horizontalnego $[a_1, a_2]$ od południa jest miarą **astrefowości** pola temperatury powietrza. W miesiącach półrocza letniego występuje astrefowość wschodnia ($a < 0$), a w miesiącach półrocza chłodnego – astrefowość zachodnia ($a > 0$).



Rys. 1. Gradienty horizontalne temperatury powietrza $\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$ – na poziomie rzeczywistym (wg równań prostych regresji)
 $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$ – na „poziomie morza” (wg równań hiperpłaszczyzn regresji)

Fig. 1. Horizontal gradients of air temperature $\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$ – on actual level (by simple equations of regression)
 $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$ – on the sea level (by hyper-plane equations of regression)

X-III

$$\vec{\gamma} = [0,224, -0,222], \quad \vec{\Gamma} = [-0,339, -0,240]$$

$$T = 0,224 \varphi - 10,54$$

$$T = -0,222 \lambda + 5,11$$

$$T = -0,360H + 1,89$$

$$T = 0,164 \varphi - 0,202 \lambda - 3,63$$

$$T = -0,339 \varphi - 0,240 \lambda - 0,435 H + 24,27$$

I-XII

$$\vec{\gamma} = [0,191, -0,068], \quad \vec{\Gamma} = [-440, -0,093]$$

$$T = 0,167 \varphi + 4,665$$

$$T = 0,088 \lambda + 11,68$$

$$T = -0,502H + 1,89$$

$$T = 0,200\varphi + 0,113 \lambda + 0,79$$

$$T = -0,531 \varphi + 0,057 \lambda - 0,632 H + 41,28$$

IV-IX

$$\vec{\gamma} = [0,167, 0,088], \quad \vec{\Gamma} = [-0,531, 0,057]$$

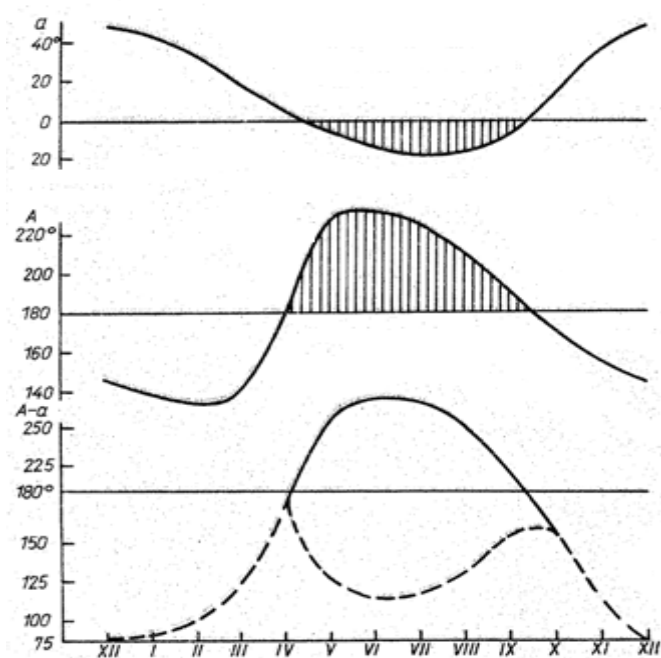
$$T = 0,167 \varphi + 4,65$$

$$T = 0,088 \lambda + 11,68$$

$$T = -0,502H + 1,89$$

$$T = 0,200\varphi + 0,113 \lambda + 0,79$$

$$T = -0,531 \varphi + 0,057 \lambda - 0,632 H + 41,28$$



Rys. 2. Zmiany roczne wskaźników astrefowości a i deformacji $A-a$ pola temperatury powietrza
Fig. 2. Annual changes of annual indexes and deformation $A-a$ air temperature field

Ekstremalne gradienty południkowe ($\frac{\partial y}{\partial \varphi} = a_1$), równoleżnikowe ($\frac{\partial y}{\partial \lambda} = a_2$) i hipsometryczne ($\frac{\partial y}{\partial H} = a_3$) zmiennych meteorologicznych (y) w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji podano w tab. 1-3.

Tablica 1. Ekstremalne gradienty południkowe ($\frac{\partial y}{\partial \varphi} = a_1$) zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji (wyrażone na $1^\circ\varphi$)

Table 1. Extreme longitudinal gradients ($\frac{\partial y}{\partial \varphi} = a_1$) of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression (per $1^\circ\varphi$)

	Zmienne meteorologiczne (y)	Min	Max	\bar{a}_1	Jednostki
1	Temperatura. powietrza	-0,61	-0,21	-0,41	°C
2.	Temperatura. maksymalna	-0,70	-0,47	-0,59	°C
3	Temperatura. minimalna	-0,49	0,04	-0,23	°C
4	Dobowa amplituda temperatury	-0,60	-0,34	-0,47	°C
5	Temperatura. potencjalna	-1,06	-0,33	-0,69	°C
6	Temperatura. ekwiwalentna	-1,16	-0,27	-0,71	°C
7	Ciśnienie pary wodnej	-0,53	-0,02	-0,17	hPa
8	Wilgotność bezwzględna	-0,24	-0,02	-0,13	g/m ³
9	Wilgotność właściwa	-0,24	-0,02	-0,13	g/kg
10	Wilgotność względna	0,52	0,84	0,68	%
11	Niedosyt wilgotności	-0,27	-0,08	-0,17	hPa
12	Poziomy strumień pary wodnej	1,15	2,83	0,20	g/m ² s
13	Zachmurzenie	-0,06	0,23	0,09	1/10
14	Liczba dni z mgłą	0,64	1,41	-1,56	d
15	Liczba dni pogodnych	-0,28	0,13	-0,96	d
16	Liczba dni pochmurnych	-0,12	0,91	4,80	ci
17	Opad atmosferyczny	-3,20	4,28	6,24	mm
18	Liczba dni z opadem	-0,20	0,79	3,60	d
19	Ciśnienie atmosferyczne	1,84	1,98	1,91	hPa
20	Gęstość powietrza	0,002	0,001	0,006	kg/m ³
21	Prędkość wiatru	0,33	0,54	0,44	m/s
22	Poziomy strumień powietrza	0,39	0,66	0,53	kg/m ² s
23	liczba dni z wiatrem silnym	0,97	1,24	13,20	d
24	Liczba cisz	-2,30	-1,68	-26,88	lp

Tablica 2. Ekstremalne gradienty równoleżnikowe ($\frac{\partial y}{\partial \lambda} = a_2$) zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji (wyrażone na $1^\circ\lambda$)

Table 2. Extreme latitudinal gradients ($\frac{\partial y}{\partial \lambda} = a_2$) of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression (per $1^\circ\lambda$)

	Zmienne meteorologiczne (y)	Min	Max	\bar{a}_2	Jednostki
1	Temperatura. powietrza	-0,27	0,17	-0,05	°C
2.	Temperatura. maksymalna	-0,34	0,15	-0,09	°C
3	Temperatura. minimalna	-0,28	0,07	-0,13	°C
4	Dobowa amplituda temperatury	-0,06	0,14	0,04	°C
5	Temperatura. potencjonalna	-0,34	0,24	-0,05	°C
6	Temperature. ekwiwalentna	-0,40	0,27	-0,06	°C
7	Ciśnienie pary wodnej	-0,08	0,07	-0,01	hPa
8	Wilgotność bezwzględna	-0,06	0,05	-3,01	g/m ³
9	Wilgotność właściwa	-0,35	0,05	3,03	g/kg
10	Wilgotność względna	-0,35	0,1	-0,13	%
11	Niedosyt wilgotności	-0,06	0,1	0,02	hPa
12	Poziomy strumień pary wodnej	0,09	0,16	0,13	g/m ² s
13	Zachmurzenie	-0,06	0,07	0,00	1/10
14	Liczba dni z mgłą	-0,20	-0,06	11,28	d
15	Liczba dni pogodnych	-0,07	0,09	0,12	d
16	Liczba dni pochmurnych	-0,19	0,31	0,72	d
17	Opad atmosferyczny	-0,71	-0,30	-6,12	mm
18	Liczba dni z opadem	-0,19	0,05	-3,84	d
19	Ciśnienie atmosferyczne	-0,88	-0,54	-0,71	hPa
20	Gęstość powietrza	-0,002	0,00	0,00	kg/m ³
21	Prędkość wiatru	-0,01	0,03	0,01	m/s
22	Poziomy strumień powietrza	-0,02	0,04	0,01	kg/m ² s
23	liczba dni z wiatrem silnym	-0,18	-0,16	-1,92	d
24	Liczba cisz	-0,59	-0,16	-4,44	lp

Tablica 3. Ekstremalne gradienty hipsometryczne ($\frac{\partial y}{\partial H} = a_3$) zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji (wyrażone na 100m wysokości)

Table 3. Extreme hypsometric gradients ($\frac{\partial y}{\partial H} = a_3$) of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression (per 100 meters of height)

	Zmienne meteorologiczne (y)	Min	Max	\bar{a}_3	Jednostki
1	Temperatura. powietrza	-0,69	-0,38	-0,54	°C
2	Temperatura. maksymalna	-0,81	-0,42	-0,61	°C
3	Temperatura. minimalna	-0,57	0,00	-0,29	°C
4	Dobowa amplituda temperatury	0,13	0,43	0,28	°C
5	Temperatura. potencjonalna	0,05	0,26	0,16	°C
6	Temperature. ekwiwalentna	-1,14	-0,51	-0,83	°C
7	Ciśnienie pary wodnej	-0,39	-0,11	-0,25	hPa
8	Wilgotność bezwzględna	-0,28	-0,09	-0,18	g/m ³
9	Wilgotność właściwa	-0,32	-0,06	-0,19	g/kg
10	Wilgotność względna	-0,62	0,57	-0,02	%
11	Niedosyt wilgotności	0,03	0,36	0,19	hPa
12	Poziomy strumień pary wodnej	0,41	1,08	0,75	g/m ² s
13	Zachmurzenie	0,01	0,09	0,05	1/10
14	Liczba dni z mgłą	0,77	1,35	12,72	d
15	Liczba dni pogodnych	-0,20	-0,03	-0,96	d
16	Liczba dni pochmurnych	0,05	0,4 5	3,00	d
17	Opad atmosferyczny	3,92	6,08	60,00	mm
18	Liczba dni z opadem	0,37	0,45	4,92	d
19	Ciśnienie atmosferyczne	-8,65	-7,94	-8,29	hPa
20	Gęstość powietrza	-0,01	-0,01	-0,01	kg/m ³
21	Prędkość wiatru	0,23	0,45	0,34	m/s
22	Poziomy strumień powietrza	0,31	0,46	0,38	kg/m ² s
23	liczba dni z wiatrem silnym	0,89	1,13	12,12	d
24	Liczba cisz	-0,62	-0,14	-4,56	lp

Zależność zmiennych meteorologicznych od szerokości geograficznej na półkuli północnej

Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu Polski wyodrębnione na tle strefy umiarkowanych szerokości geograficznych półkuli północnej Ziemi. Porównano średnie arytmetyczne \bar{y} podstawowych zmiennych: długość dnia, promieniowanie całkowite, Temperatura, wilgotność powietrza, zachmurzenie, opad, ciśnienie powietrza z całego obszaru Polski (o średniej szerokości $\varphi = 51,8^\circ$) a przeciętnym stanem atmosfery tego równoleżnika (T). Zależność tych zmiennych od szerokości geograficznej na półkuli północnej przedstawiają krzywe $\bar{Y}(\varphi)$ na rys. 3-4, które opracowano na podstawie danych z podręcznika S.P. Chromowa (1969) i G. N. Witwickiego (1960).

Miarą odrębności (osobliwości) klimatu Polski jest różnica $\Delta y = \bar{y} - \bar{Y}$, gdzie \bar{Y} to średnia odpowiadająca równoleżnikowi Polski, otrzymana z przecięcia krzywej $\bar{Y}(\varphi)$ linią $\varphi = 51,8^\circ$.

Ponieważ zmienne meteorologiczne (zwłaszcza temperatura i wilgotność bezwzględna powietrza) w umiarkowanych szerokościach wykazują sinusoidalne waha-

nia o dość dużych amplitudach, wyróżniono miesiące skrajne: styczeń – reprezentujący zimę i lipiec – charakterystyczny dla lata oraz rok.

Polska na tle strefy swojego położenia geograficznego wyodrębnia się przede wszystkim w zimie:

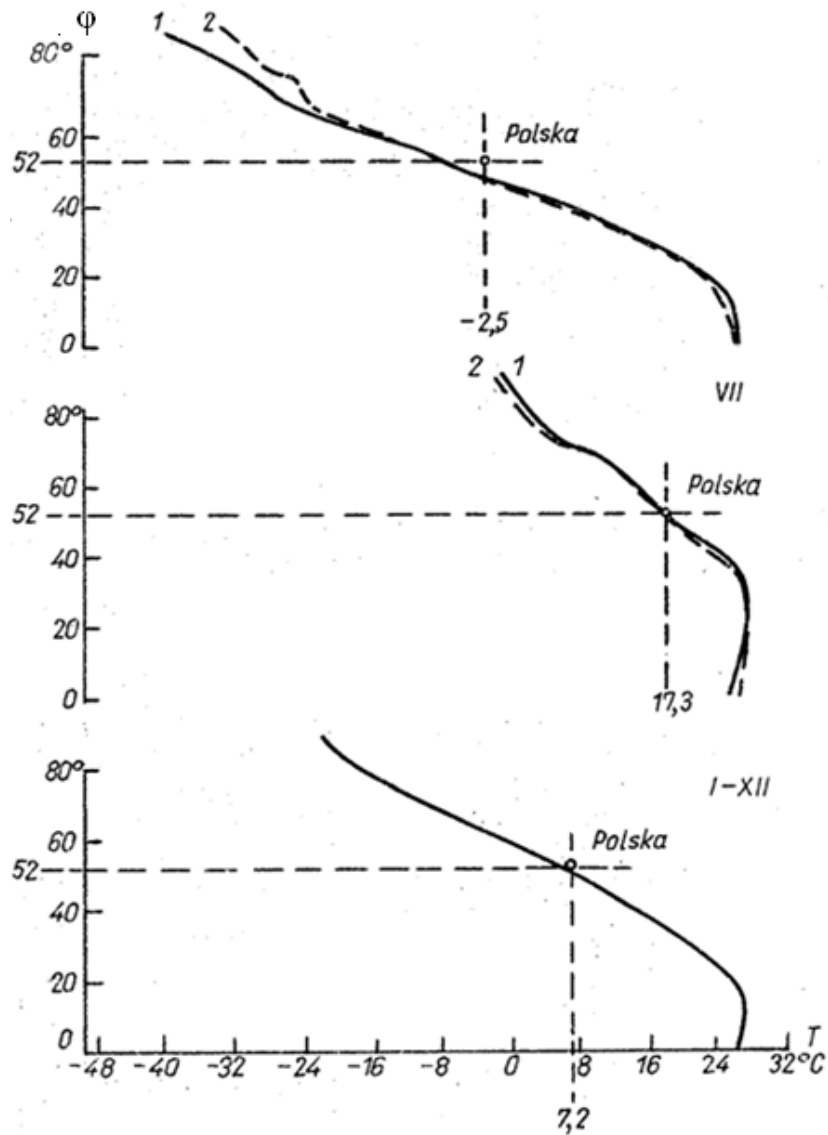
wyższymi wartościami

temperatura powietrza	–	4,7 °C
ciśnienie pary wodnej	–	1,8 hPa
wilgotność bezwzględna	–	1,8 g/m ³
wilgotność względna	–	0,3 %
zachmurzenie	–	2,8 (0,9)

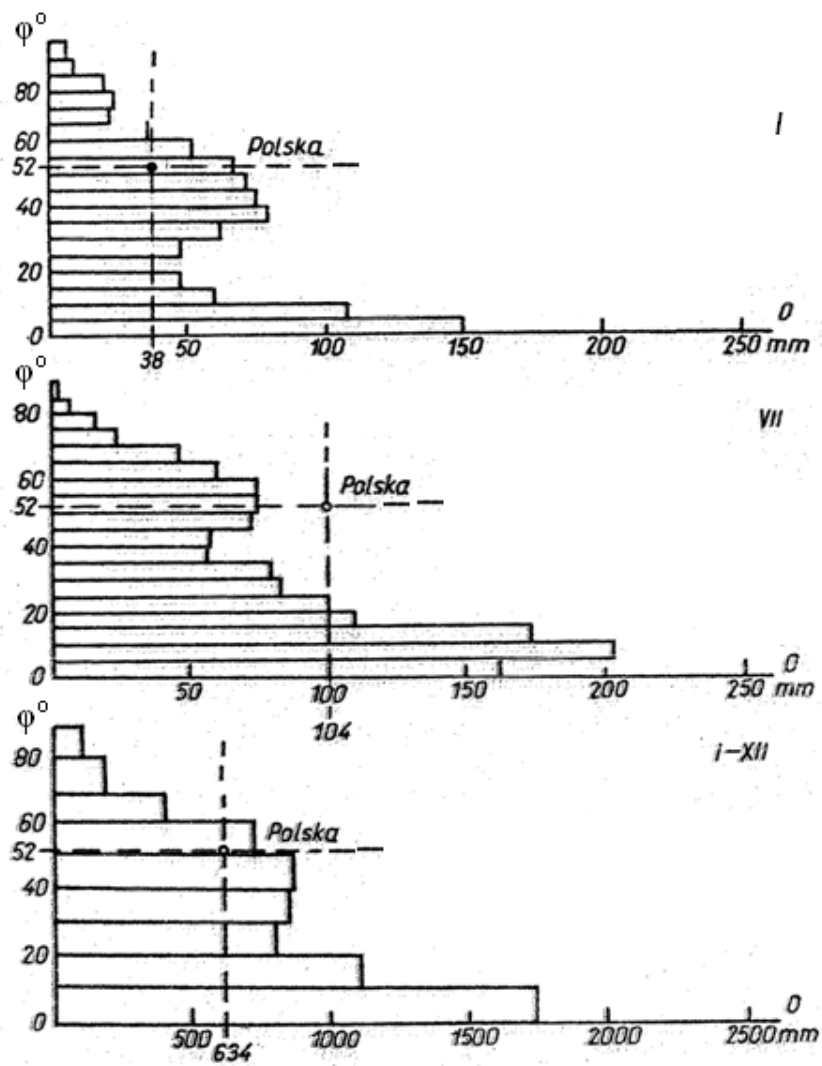
niższymi wartościami

suma promieniowania całkowitego	–	3,5 kJ/cm ² -mies
ciśnienia atmosferyczne	–	4 hPa
suma opadów atmosferycznych	–	29 mm

Natomiast latem przeciętny stan atmosfery w Polsce niezbyt różni się od średnich wartości zmiennych meteorologicznych w otoczeniu równoleżnika 52°. Ekstremalne wartości promieniowania całkowitego (czerwiec), wilgotności powietrza i zachmurzenia (lipiec) – średnie na obszarze Polki – są większe od przeciętnych na równoleżniku 52°. W wilgotność powietrza i zachmurzenie w Polsce są niezależnie od pory roku większe niż to wynika z jej położenia geograficznego w umiarkowanych szerokościach środkowej Europy. Należy zaznaczyć, że duże zachmurzenie zimą wyróżnia Polskę nie tylko w odniesieniu do strefy umiarkowanej szerokości geograficznych, lecz także na tle całej półkuli północnej. Dotyczy to również średniego rocznego zachmurzenia w Polsce. Roczne sumy opadów atmosferycznych w Polsce są mniejsze o 100 mm od normy strefowej ($\varphi = 52,1^\circ$) równej 734 mm. Przeciętny stan atmosfery jest zdeterminowany przede wszystkim położeniem geograficznym obszaru – odpowiednią strefą równoleżnikową. Czynnikiem astrefowości w umiarkowanych szerokościach geograficznych jest odległość od zbiorników wodnych. Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w środkowej Europie (odchylenia od norm strefowych) zależy od odległości i od Oceanu Atlantyckiego i centrum Azji nad którymi znajdują się główne ośrodki działalności atmosfery, dominujące zimą. Przemieszczaniu się mas powietrza oceanicznego na wschód, a kontynentalnego na zachód sprzyja w Europie ukształtowanie pionowe powierzchni Ziemi – pasowy układ przeważających nizin (rys. 3-4).



Rys. 3. Zależność temperatury powietrza (T) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec rok wg S. P. Chromowa (1977) i G. N. Witwickiego (1980)
Fig. 3. Relationship of air temperature (T) to geographical latitude on the Northern Hemisphere: January, July, annual after S. P. Chromow (1977) and G. N. Witwicki (1980)



Rys. 4. Zależność sum opadu atmosferycznego (O) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok

Fig. 4. Dependence of total of precipitations (O) upon latitude within the Northern Hemisphere: January, July, annual

3.6. Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce

Tom VI. Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 334

Jednym z ważniejszych problemów klimatologii jest prognoza przestrzenno-czasowych zmian klimatu. Tematykę tą podjęto w szóstym tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* poświęconemu deformacji pola temperatury powietrza przez Ocean Atlantycki i ukształtowanie powierzchni Ziemi.

Celem pracy jest określenie zakresu oddziaływania czynników geograficznych na klimat w każdym miejscu obszaru Polski. Wymagało to oddzielenia głównych składowych tego oddziaływania, tj. wyodrębnienia zmienności temperatury: południkowej – zdeterminowanej przez szerokość geograficzną (kąąt padania promieni słonecznych, długość dnia), równoleżnikowej – wywołanej cyrkulacją mas powietrza polarnego morskigo i kontynentalnego oraz hipsometrycznej – wynikającej z różnicy wysokości nad poziomem morza.

Zasadniczym modelem empirycznym symulującym przestrzenną zmienność temperatury powietrza w Polsce jest wielomian regresji (czwartego stopnia) względem współrzędnych położenia, tj.: szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Opis w przestrzeni trójwymiarowej φ, λ, H , gdzie trzecią współrzędną jest wysokość n.p.m., jest główną zaletą proponowanego modelu empirycznego. Wprowadzenie do wielomianu regresji wysokości bezwzględnej (H) znacznie zwiększa dokładność modelu, ponieważ temperatura powietrza jest z nią silnie skorelowana. Na podstawie wielomianu regresji wyznaczono gradienty: południkowy, równoleżnikowy (zredukowane do poziomu morza) i hipsometryczne temperatury powietrza. Umożliwiło to sporządzenie 45 map izogradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych, które są nowością w literaturze klimatologicznej.

Istotne znaczenie poznawcze ma określenie pola (jej wyodrębnienie) przez rzeźbę terenu. Wylimitowanie wpływu wysokości nad poziomem morza na temperaturę powietrza pozwoliło na wydzielenie stref dominującego oddziaływania Atlantyku i Bałtyku na klimat Polski.

Nowością są również mapy gradientów horyzontalnych temperatury powietrza (zredukowane do poziomu morza) przedstawionych w postaci wektorów. Ich odchylenia od miejscowych południków i długość są miarami oddziaływania mas powietrza polarnego morskigo i kontynentalnego. Izolinie ich azymutów wyodrębniają strefy różnego stopnia oddziaływania Atlantyku i Bałtyku na klimat Polski.

Zamiast romerowskich izoterm na poziomie morza (przy stałym spadku temperatury $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) przedstawiono mapy izoterm spadków hipsometrycznych temperatury powietrza z zastosowaniem lokalnych gradientów hipsometrycznych – zmiennych na obszarze Polski.

Wielomian regresji (czwartego stopnia) względem φ, λ, H wykorzystano także przy konstrukcji obiektywnych map izoterm w skali 1:1 000 000 do interpolacji wartości temperatury powietrza w miejscach, gdzie brak jest stacji meteorologicznych.

W przedmowie prof. Jerzy Kondracki stwierdza: *Należy podkreślić, że zastosowanie wielomianów regresji wyższych stopni jako narzędzia badań umożliwiło autorom Atlasu ilościowe określenie najistotniejszych cech klimatu Polski.*

SPIS TREŚCI (6)

PRZEDMOWA	3
I. WSTĘP	5
II. METODY BADAŃ KLIMATU POLSKI WPROWADZONE PRZEZ ZAKŁAD KLIMATOLOGII UW	7
III. MATEMATYCZNY MODEL POLA TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE	29
1. Aproksymacja pola temperatury powietrza wielomianami	30
2. Profile horyzontalne i hipsometryczny temperatury powietrza	33
a. Pole średnie temperatury	33
b. Pole gradientu temperatury	34
IV. ZALEŻNOŚĆ POLA TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE OD POŁOŻENIA GEOGRAFICZNEGO I WYSOKOŚCI NAD POZIOMEM MORZA	105
1. Gradienty południkowe temperatury powietrza w Polsce	106
2. Gradienty równoleżnikowe temperatury powietrza w Polsce	108
3. Gradienty hipsometryczne temperatury powietrza w Polsce	108
4. Nowe mapy izoterm w Polsce - z zastosowaniem wielomianów n-stopnia	110
5. Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza według reszt wielomianowych	177
V. ASTREFOWOŚĆ POLA TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE – ODDZIAŁYWANIE OCEANU ATLANTYCKIEGO I UKSZTAŁTOWANIA POWIERZCHNI ZIEMI	182
1. Gradient horyzontalny temperatury powietrza w Polsce	183
2. Gradient horyzontalny temperatury powietrza w Polsce na poziomie rzeczywistym	186
3. Deformacja pola temperatury powietrza przez rzeźbę terenu	186
4. Lokalne spadki hipsometryczne temperatury powietrza (poprawki redukcyjne)	190
VI. ZAKOŃCZENIE	316
LITERATURA	324
SUMMARY	326

Metody badań przestrzennych zmian klimatu

W pracy określono zakres oddziaływania położenia geograficznego i ukształtowania powierzchni Polski na pole temperatury powietrza. W tym celu utworzono dwa rodzaje modeli empirycznych symulujących zakres oddziaływania Oceanu Atlantyckiego i rzeźby terenu na klimat Polski. Duże znaczenie w badaniach klimatu Polski ma rozwinięcie przez autorów pola temperatury powietrza w szereg Taylora $T = f(\varphi, \lambda, H)$ względem trzech współrzędnych położenia, tj. szerokości i długości ' geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza H (hm). Na podstawie tego wielomianu (4 stopnia) oddzielono zmienność południkową, równoleżnikową i hipsometryczną temperatury powietrza w Polsce. Dokonano tego za pomocą gradientów poziomych i pionowego zdefiniowanych jako pochodne cząstkowe:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial \varphi} & - \text{gradient południkowy, } ^\circ\text{C}/1^\circ \varphi, \\ \frac{\partial T}{\partial \lambda} & - \text{gradient równoleżnikowy, } ^\circ\text{C}/1^\circ \lambda, \\ \frac{\partial T}{\partial H} & - \text{gradient hipsometryczny, } ^\circ\text{C}/100 \text{ m.} \end{aligned}$$

Izogradynty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$, równoleżnikowe, $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$, hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach, półroczach i roku przedstawiono na 45 mapach. Informują one o zmianach (dodatnich lub ujemnych) temperatury ze wzrostem szerokości geograficznej o $1^\circ\varphi$, długości – o $1^\circ\lambda$ i wysokości nad poziomem morza o 100 m. Interesująca jest zmienność roczna gradientu południkowego $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$. Wyróżniono dwa główne typy jego przebiegu rocznego – morski (M) i kontynentalny (K). Północno-zachodnia część Polski cechuje się gradientami południkowymi typu morskiego, z maksimum w zimie a minimum – na przełomie wiosny i lata. Gradienty południkowe w strefie przybrzeżnej Bałtyku zmieniają znak w ciągu roku – z dodatniego zimą na ujemny latem. Na przykład gradient południkowy temperatury w Świnoujściu zmienia się od $0,6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w maju do $0,5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w grudniu. Zmiana znaku gradientu $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ świadczy o ocieplającym zimą i ochładzającym latem oddziaływaniu Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego na klimat Polski.

Południowo-wschodnia część Polski cechuje się natomiast gradientami południkowymi typu kontynentalnego. Maksimum ich wartości bezwzględnej przypada na przełom zimy i wiosny, a minimum – na lato. Na przykład gradient południkowy temperatury powietrza w Zamościu zmienia się w ciągu roku od $-0,9^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w marcu do $1^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w czerwcu.

Osobliwością klimatu Polski jest południkowy układ izarytm $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$, zwłaszcza w miesiącach letnich. Największymi równoleżnikowymi spadkami temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach, półroczach i roku wyróżnia się północno-zachodni skraj Polski (Pobrzeże Szczecińskie). Wartości izolinii wahają się od $-0,2^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ w październiku do $-0,9^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, w maju. Bezwzględne wartości gradientu równoleżnikowego maleją w Polsce ku wschodowi i południo-wschodowi. Znamienna jest zmiana znaku gradientu równoleżnikowego $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ w ciągu roku. Izolinie $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ o wartościach $-0,1, 0,0, 0,1$ są położone mniej więcej między południkami $19-22^\circ$. Największymi dodatnimi gradientami równoleżnikowymi $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = -0,4 - 0,6^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ cechuje się północno-wschodni skraj Polaki. Gradienty hipsometryczne temperatury powietrza $\frac{\partial T}{\partial H}$ w Polsce także ulegają zmianom czasowo-przestrzennym. Są one na ogół ujemne w ciągu całego roku. Najmniejsze spadki $\frac{\partial T}{\partial H}$ temperatury, średnio o $0,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$, występują w grudniu, a największe $-0,7^\circ\text{C}/100\text{ m}$, na początku lata (czerwiec). Wyróżniono dwa zasadnicze rodzaje przebiegu rocznego gradientów hipsometrycznych $\frac{\partial T}{\partial H}$: typ morski (m) z minimum w zimie i maksimum w lecie oraz kontynentalny (k) z minimum w lecie i maksimum w zimie. Główna granica między gradientami hipsometrycznymi typów morskiego i kontynentalnego przebiega wzdłuż Krainy Wielkich Dolin. Na północ są od niej dominuje wpływ mas morskich na pole temperatury powietrza. W strefie przybrzeżnej Bałtyku gradient hipsometryczny zmienia dodatkowo znak z ujemnego zimą na dodatni latem. Na przykład w Świnoujściu gradient hipsometryczny zmienia się od $-0,8^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (styczeń) do $1,1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (maj, czerwiec).

Istotne znaczenie poznawcze ma określenie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski na podstawie wielomianu 4 stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$, gdzie Φ, Λ to przekształcone współrzędne geograficzne wyrażone w setkach kilometrów ($\Phi = 1,111\varphi, \Lambda = 1,111\lambda \cos \varphi$). Rozwiązanie tego problemu było możliwe dzięki wprowadzeniu

dzeniu gradientu horyzontalnego temperatury powietrza $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda} \right]$ którego składowe południkowa $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ i równoleżnikowa $\frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ są podane w °C/100km. Tak zdefiniowany przez autorów gradient horyzontalny temperatury nie zależy od różnicy wysokości terenu (H), ponieważ spadek temperatury z wysokością uwzględnia gradient hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$. W ten sposób wyeliminowano wpływ ukształtowania powierzchni Polski na pole temperatury powietrza. Odchylenie wektora $\vec{\Gamma}$ od południka miejscowego o kąt a (azymut astronomiczny) jest miarą astrefowości pola temperatury powietrza – oceanizmu (na zachód – $a > 0$) i kontynentalizmu (na wschód – $a < 0$).

Gradyenty horyzontalne temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ (w postaci wektorów) i izarytmny azymutu $a = \text{const}$ w kolejnych miesiącach, półroczach i roku przedstawiono na 15 mapach. Zwrot gradientu $\vec{\Gamma}$ (strzałka) wskazuje kierunek wzrostu temperatury powietrza, a jego długość – przyrost w °C/100 km. Różnica temperatury między lądem Europy i wodami Oceanu Atlantyckiego wywołuje zmiany roczne gradientu horyzontalnego – temperatury powietrza a Polsce. Dlatego też odchylenie wektorów od miejscowych południków i ich długość zależą od pory roku. Gradyenty horyzontalne temperatury zmieniają kierunek z południowo-zachodniego w półroczu chłodnym na południowo-wschodni w miesiącach półroczu ciepłego. Zimowy wzrost temperatury powietrza w kierunku południowo-zachodnim jest wywołany ocieplającym wpływem mas powietrza polarnego morskiego i ochładzającym – polarnego kontynentalnego. Letni wzrost temperatury powietrza w kierunku południowo-wschodnia wynika głównie z ochładzającego wpływu wód Oceanu Atlantyckiego, które wówczas są chłodniejsze od lądu Europy.

Gradyenty horyzontalne temperatury w półroczu chłodnym są dłuższe w południowo-wschodniej Polsce, niż w północno-zachodniej.

Natomiast w lecie są one dłuższe w północno-zachodniej części kraju niż w południowo-wschodniej. Najbardziej strefowy układ gradientów horyzontalnych temperatury – zbliżony do kierunków miejscowych południków – występuje w porach przejściowych (kwiecień, wrzesień), kiedy temperatura lądu Europy i wód Oceanu jest wyrównana. Wtedy też przestrzenne zróżnicowanie długości wektorów $\vec{\Gamma}$ jest najmniejsze. W miesiącach tych długość wektorów horyzontalnych jest zbliżona do średniego gradientu południkowego 0,5°C/100 km.

Za umowną granicę strefy największego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski w półroczu chłodnym można przyjąć izarytmę $a = 45^\circ$. Można także wyodrębnić strefę największego oddziaływania wód Morza Bałtyckiego na pole temperatury powietrza w Polsce, ograniczoną w półroczu chłodnym izarytmami $a = 90^\circ$ i $a = 135^\circ$. W półroczu ciepłym wyróżnia się dodatkowo wschodni skraj Polski objęty izarytmą $a = -45^\circ$ o cechach najbardziej kontynentalnych.

Znaczącym postępem w poznaniu klimatu Polski jest określenie deformacji pola temperatury powietrza przez ukształtowanie powierzchni Ziemi. Żeby wyodrębnić tę deformację rozwinięto pole temperatury powietrza w szereg Taylora tylko względem szerokości Φ i długości geograficznej Λ , abstrahując od wysokości nad poziomem morza – model drugiego rodzaju $T = F(\Phi, \Lambda)$.

Gradient horyzontalny temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$ zależy od różnicy wysokości terenu (H). Jest on wypadkową dwóch wektorów – składowych: $\vec{\Gamma}$ – wskazującej astrefowość bądź astrefowość pola i $\Delta\vec{\Gamma}$ – uwarunkowanej wpływem ukształtowania powierzchni Polski $\vec{\gamma} = \vec{\Gamma} + \Delta\vec{\Gamma}$.

Deformację pola temperatury powietrza przez rzeźbę terenu określa więc różnica wektorów $\Delta\vec{T} = \vec{\gamma} - \vec{T} = \left[\frac{\partial\tau}{\partial\phi}, \frac{\partial\tau}{\partial\lambda} \right]$ obliczona przez odjęcie odpowiednich gradientów południkowych i równoleżnikowych. Gradient horyzontalny temperatury powietrza i wektorowy wskaźnik deformacji $\Delta\vec{T} = \vec{\gamma} - \vec{T}$ przedstawiono w postaci i wektorów na 30 mapach. Pole temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym cechuje się astrefowym układem gradientów horyzontalnych $\vec{\gamma}$, które na ogół są odchylone na zachód lub wschód od południków i mają nawet zwrot północny. Gradient horyzontalny na poziomie rzeczywistym jest wypadkową nakładania się: zmian strefowych temperatury uwarunkowanych szerokością geograficzną, oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego oraz wpływu ukształtowania powierzchni Ziemi.

Istnieje ogólna prawidłowość, że niezależnie od pory roku wektory gradientów horyzontalnych na poziomie rzeczywistym układają się prawie koncentrycznie i są skierowane do środka Polski. Wskazuje to na wzrost temperatury powietrza od północy i południa kraju ku centralnej Polsce. Koncentryczność gradientów horyzontalnych na poziomie rzeczywistym dotyczy nie tylko ich kierunku, lecz również długości wektorów, która maleje od granic Polski w stronę centrum. W środkowej Polsce wektory $\vec{\gamma}$ są najkrótsze, bliskie zera, a ich kierunki i zwroty – nieuporządkowane.

Gradyenty horyzontalne temperatury na poziomie rzeczywistym pozwalają na wyodrębnienie niektórych obszarów Polski o dominujących cechach klimatu: morskiego – północno-zachodnia Polska, kontynentalnego – południowo-wschodni skraj Polski.

Istotne znaczenie w badaniach klimatu Polski ma próba wyodrębnienia samego oddziaływania ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza. Wektorową miarą tego oddziaływania jest różnica między gradientami horyzontalnymi na poziomie rzeczywistym i gradientami zredukowanymi do poziomu morza ($\vec{\gamma} - \vec{T}$). Znamienne jest duże podobieństwo przestrzennych rozkładów różnic $\Delta\vec{T}$ gradientów horyzontalnych temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach, półroczach i roku, wynikające z takiego samego oddziaływania wysokości terenu na klimat. Układ wektorów $\Delta\vec{T}$ – ich kierunków i długości – jest odzwierciedleniem ukształtowania powierzchni Polski. Pole temperatury powietrza ulega największej deformacji w południowej Polsce pod wpływem gór świadczą o tym zarówno kierunki wektorów $\Delta\vec{T}$ – prostopadłe do kierunku łańcuchów górskich Karpat i Sudetów, jak też ich długości (ponad 1°C/100km). Strefa największego oddziaływania rzeźby terenu na temperaturę powietrza obejmuje również pas wyżyn, gdzie wektory te są skierowane także ku północy kraju, lecz są znacznie krótsze. Drugą strefą znacznego wpływu wysokości nad poziomem morza na pole temperatury jest pas Pojezierzy (Mazurskiego, Pomorskiego). W pasie tym wektory $\Delta\vec{T}$ mają zwrot przeciwny niż w górach, tj. południowy lub południowo-zachodni i są nieco krótsze w porównaniu z wyżynami.

Strefą najmniejszego oddziaływania rzeźby terenu na klimat jest pas nizin środkowej Polski (Kraina Wielkich Dolin). Na nizinach dominują południowo-zachodnie i północno-wschodnie kierunki wektorów $\Delta\vec{T}$. Ich długość jest bardzo mała, miejscami zbliżona do zera. Jest to obszar konwergencji kierunku wektorów $\Delta\vec{T}$ skierowanych do wnętrza pasa nizin. Ten wzrost temperatury powietrza od północy i południa jest niewątpliwie wywołany ukształtowaniem powierzchni Polski.

Innym lokalnym wskaźnikiem deformacji pola temperatury powietrza przez rzeźbę terenu są spadki hipsometryczne temperatury

$$\Delta T = - \frac{\partial T}{\partial H} \cdot H$$

Izarytmy spadków temperatury powietrza $\Delta T = \text{const}$ podano na mapach. Są to jednocześnie poprawki redukcyjne temperatury powietrza do poziomu morza (T_0)

$$T_0 = T + \Delta T$$

z wykorzystaniem lokalnych gradientów hipsometrycznych – różnych od dotychczas stosowanych 0,5 lub 0,6°C/100 m (stałych).

Układ izarytm $\Delta T = \text{const}$ bardziej odzwierciedla ukształtowanie powierzchni Polski w półroczu ciepłym niż chłodnym. Spadki temperatury ΔT zmieniają się w ciągu roku od 0,0°C do 2,0°C (z pominięciem gór). W półroczu chłodnym na uwagę zasługują izolinie o wartościach 0,60 i 0,75°C, które dzielą Polskę na części: zachodnią – o niższych spadkach ΔT i wschodnią – o wyższych. W półroczu ciepłym izolinie ΔT mają układ bardziej zbliżony do równoleżnikowego. Izolinia o wartości 0,75°C jest położona w pasie Wielkich Dolin, oddzielając niższe wartości na północy kraju od wyższych na południu.

Porównanie zmierzonych wartości temperatury powietrza T_i z obliczonymi z wielomianów 4. stopnia $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$

$$T_i = f(\varphi_i, \lambda_i, H_i) + \varepsilon_i$$

umożliwiło zarówno ocenę dokładności modeli empirycznych, jak też wpływu czynników lokalnych na klimat. Reszty wielomianowe ε_i są małe – z reguły nie przekraczają 0,5°C. Świadczy to o dużej dokładności aproksymacji pola temperatury wielomianem 4 stopnia. Reszty ε_i ulegają zmianom rocznym – są większe w zimie niż w lecie. Ich wartości zaletą przede wszystkim są rzeźby terenu (kotłiny, szczyty gór), odległości od zbiorników wodnych (wybrzeże) i czynników antropogenicznych (duże miasta). Ujemnymi różnicami ε_i (do -1,6°C) w ciągu całego roku wyróżniają się kotłiny śródogórskie (np. Nowotarska w Karpatach, Jeleniogórska w Sudetach) ze względu na częste inwersje temperatury.

Na wybrzeżu zmienna jest zmiana znaku reszt ε_i w ciągu roku z ujemnego latem na dodatni zimą, co wynika z ochładzającego i ocieplającego wpływu wód Bałtyku. Na przykład na Helu zmieniają się one od -1,0°C w maju do 1,0°C w styczniu.

Interesujące jest, że na peryferiach wielkich miast (Warszawy, Krakowa) wielomian dość dobrze aproksymuje rzeczywiste pole temperatury powietrza. Obliczone z wielomianów wartości temperatury na stacjach Okęcie i Rakowice prawie nie różnią się od zmierzonych – różnice ε_i są mniejsze od 0,2°C. Natomiast w śródmieściach Warszawy i Krakowa istnieje znaczna rozbieżność między wynikami pomiarów i wartościami otrzymanymi z modelu $T = f(\varphi, \lambda, H)$. Reszty wielomianowe na stacji Bielany w półroczu ciepłym wynoszą 0,5-0,6°C i wskazują na występowanie miejskiej wyspy ciepła. Podobnie jest w przypadku Krakowa – dodatnie reszty ε_i w jego śródmieściu tym bardziej świadczą o miejskiej wyspie ciepła, gdyż na peryferiach są one ujemne w ciągu całego roku (miasto położone w dolinie).

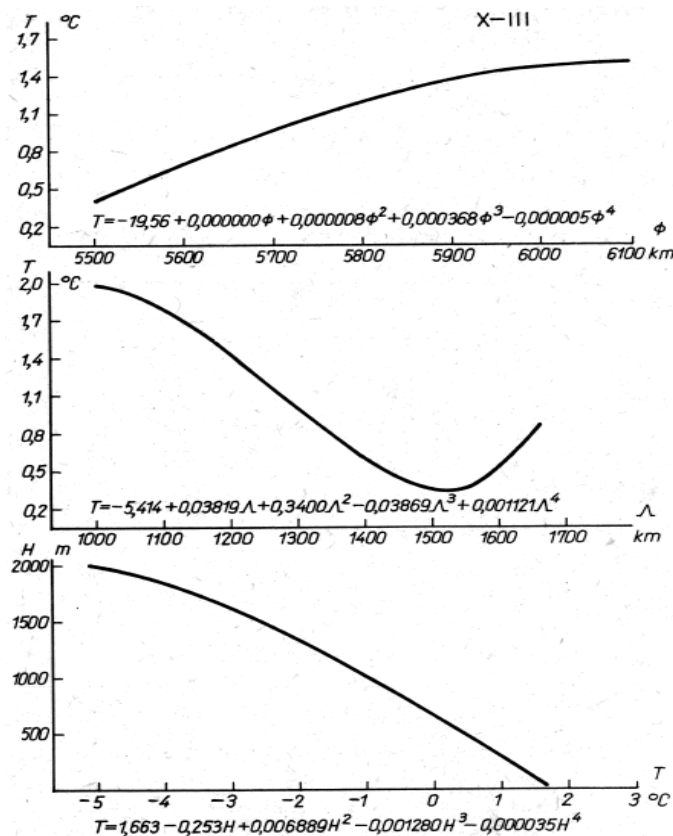
Tego rodzaju zapis pola temperatury powietrza w Polsce – model pierwszego rodzaju $T = f(\varphi, \lambda, H)$ lub $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ – umożliwił skonstruowanie obiektywnych map izoterm (rys. 5). W tym celu sporządzono siatkę geograficzną południków i równoleżników, dzieląc obszar Polski na części o wymiarach $\Delta\varphi = 0,2^\circ$ i $\Delta\lambda = 0,2^\circ$. W 1260 węzłach tej siatki odczytano z map hipsometrycznych Polski wysokość nad poziomem morza, a następnie z wielomianu 4 stopnia obliczono wartości temperatury powietrza. Po wprowadzeniu w każdym z wyznaczonych punktów poprawki ε_i opracowano mapy izoterm w skali 1:1 000 000. Zaletą tej metody jest uwzględnienie przy kreśleniu rzeczywistych pionowych i poziomych zmian temperatury powietrza. Uzyskane wyniki

badan potwierdzają trafność doboru modeli empirycznych symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Polsce i umożliwiają identyfikację jej przyczyn.

Poznane prawidłowości oddziaływania podstawowych czynników geograficznych na pole temperatury powietrza można wykorzystać w prognozach czasowo-przestrzennych zmian klimatu Polski.

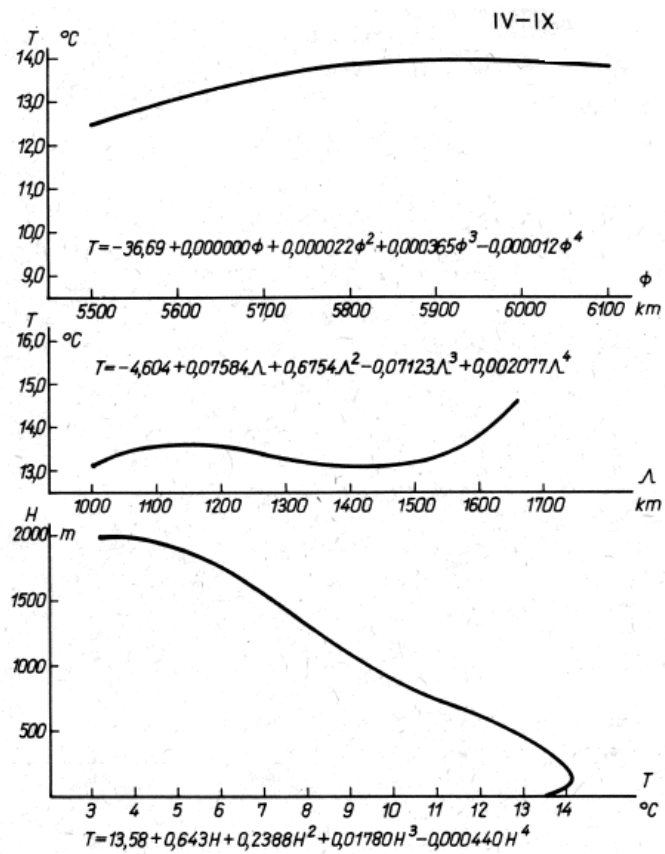
Profile: południkowy $T(\Phi)$, równoleżnikowy $T(A)$, hipsometryczny $T(H)$ temperatury powietrza w Polsce w półroczu chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) przedstawiono na rys. 1-2. Następnie, strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskigo i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce (\vec{T} – gradient horyzontalny, a – azymut) w półroczu chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) przedstawiono narys. 3-4. a nową mapę izoterm w półroczu ciepłym w Polsce – na rys. 5.

Wielolomiany 1, 2, 3, 4 stopnia regresji temperatury powietrza (T) względem szerokości i długości geograficznej Φ , A (100 km) oraz wysokości nad poziomem morza H (100m) w Polsce w półroczu chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) zestawiono w tab.1-2.

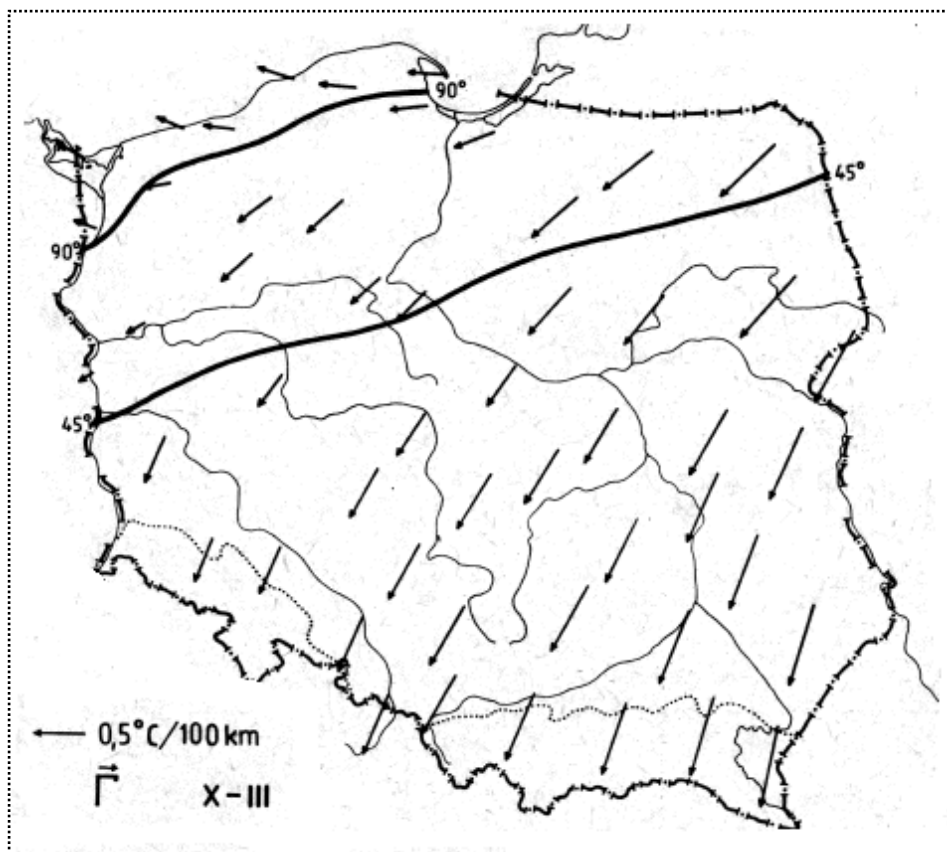


Rys. 1. Profile: południkowy $T(\Phi)$, równoleżnikowy $T(A)$, hipsometryczny $T(H)$ temperatury powietrza w Polsce – półrocze chłodne (X-III)

Fig. 1. Profiles: longitudinal $T(\Phi)$, latitudal $T(A)$, and hypsometric $T(H)$ of air temperature in Poland – cold period (X-III)

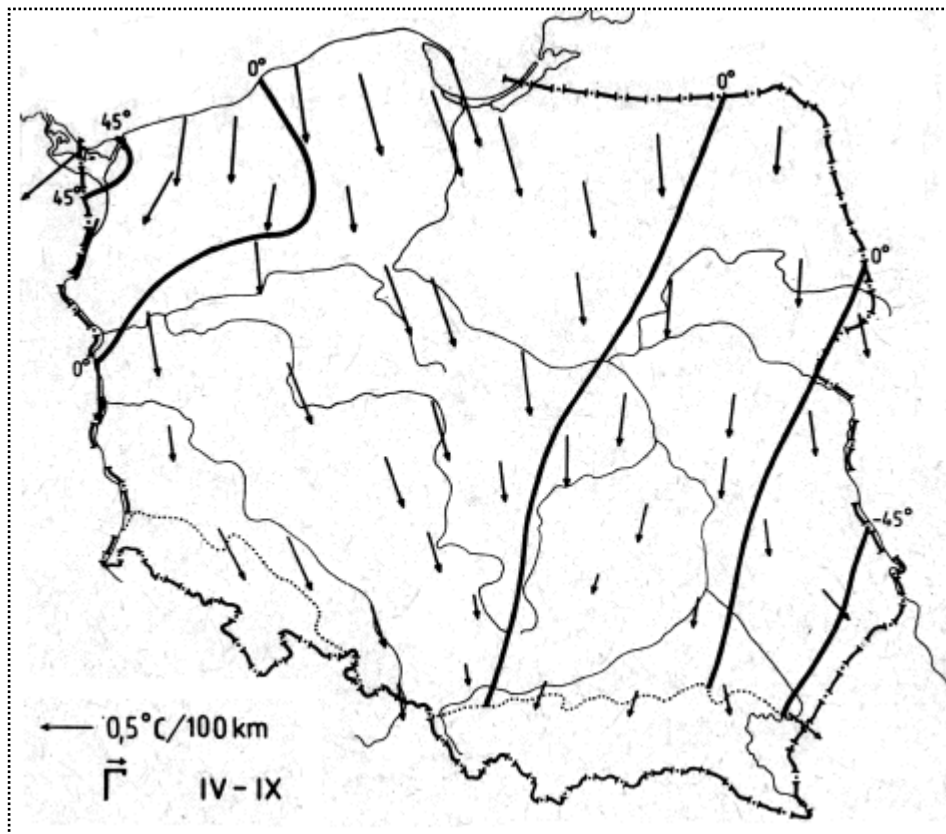


Rys. 2. Profile: południkowy $T(\phi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ temperatury powietrza w Polsce – półrocze ciepłe (IV-IX)
Fig. 2. Profiles: longitudinal $T(\phi)$, latitudinal $T(\lambda)$, and hypsometric $T(H)$ of air temperature in Poland – warm period (IV-IX)



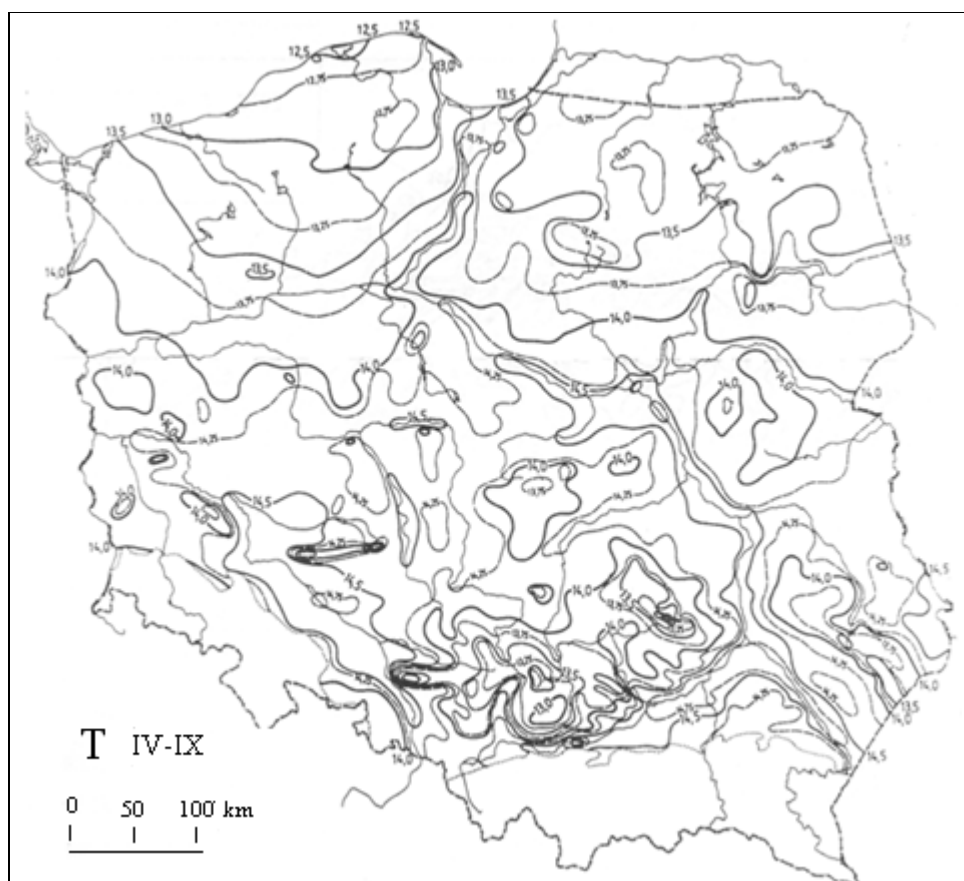
Rys. 3. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce ($\vec{\Gamma}$ – gradient horyzontalny, a – azymut) – półrocze chłodne (X-III)

Fig. 3. Zones of maritime polar air masses effect on the air temperature field in Poland ($\vec{\Gamma}$ – horizontal gradient, a – azimuth) – cold period (X-III)



Rys. 4. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce ($\vec{\Gamma}$ – gradient horyzontalny, a – azymut) – półrocze chłodne (IV-IX)

Fig. 4. Zones of maritime polar air masses effect on the air temperature field in Poland ($\vec{\Gamma}$ – horizontal gradient, a – azimuth) – warm period (IV-IX)



Rys. 5. Nowa mapa izoterm w Polsce z zastosowaniem wielomianu 4. stopnia (1951-1960) – półrocze ciepłe (IV-IX)
Fig. 5. New isotherm map constructed with the help of a 4th degree multinomial (1951-1960) – warm period (IV-IX)

Tabela 1. Wielolomiany 1, 2, 3, 4 stopnia regresji temperatury powietrza (T) względem szerokości i długości geograficznej Φ , A (100 km) oraz wysokości nad poziomem morza H (100m) w Polsce – półrocze chłodne (X-III)

Table 1. Regression multinomials of 1st, 2nd, 3rd and 4th degree of air temperature (T) related to geographical latitude and longitude Φ , A (100 km) and elevation above sea level (H) (100 m) in Poland – cool period (X-III)

ξ	$T = f(\Phi, A, H)$
1	$T = -0,3315\Phi - 0,3156 A - 0,3833 H + 25,21$
2	$T = -3,282 \Phi + 2,542 A + 1,542 H + 0,03011 \Phi^2 + 0,04376\Phi\Lambda - 0,032581\Phi H - 0,01170 \Lambda^2 - 0,01752\Lambda H + 0,005014 H^2 + 92,98$
3	$T = -0,001914 \Phi + 0,3777 \Lambda - 0,04297H - 0,04991 \Phi^2 + 0,03680 \Phi\Lambda + 0,1791\Phi H + 0,02886 \Lambda^2 - 0,4623 \Lambda H - 1,542112 H^2 + 0,0005758 \Phi^3 - 0,0003641 \Phi^2 \Lambda - 0,003132 \Phi^2 H - 0,002377 \Phi\Lambda^2 + 0,0080191\Phi\Lambda H - 0,02437\Phi H^2 + 0,002712 \Lambda^3 - 0,05066 \Lambda^2 H + 0,01852 \Lambda H^2 - 0,001655H^3 + 53,74$
4	$T = 0,0000025\Phi - 0,0001053\Lambda - 0,006167H + 0,008391\Phi^2 + -0,002462\Phi\Lambda - 0,0008141\Phi H - 0,001258 \Lambda^2 - 0,0009596\Lambda H - 0,001175 H^2 - 0,0007140 \Phi^3 + 0,0004437\Phi^2\Lambda + 0,006919 \Phi^2 H + 0,001912 \Phi\Lambda^2 - 0,01724\Phi\Lambda H - 0,03097\Phi H^2 - 0,001428\Lambda^3 - 0,008364 \Lambda^2 H - 0,01029\Lambda H^2 - 0,005889H^3 + 0,0000094\Phi^4 - 0,0000251\Phi^3\Lambda - 0,0001172\Phi^3 H + 0,0001027\Phi^2\Lambda^2 + 0,0002650\Phi^2\Lambda H + 0,0005226\Phi^2 H^2 - 0,00047994\Phi\Lambda^3 + 0,0003032 \Phi\Lambda^2 H - 0,0000729 \Phi\Lambda H^2 + 0,0002244\Phi H^3 + 0,0005616\Lambda^4 - 0,000529\Lambda^3 H + 0,001464 \Lambda^2 H^2 + -0,0000372\Lambda H^3 - 0,0001994H^4 + 18,38$

Tabela 2. Wielolomiany 1, 2, 3, 4 stopnia regresji temperatury powietrza (T) względem szerokości i długości geograficznej Φ , A (100 km) oraz wysokości nad poziomem morza H (100m) w Polsce – półrocze ciepłe (IV-IX)

Table 2. Regression multinomials of 1st, 2nd, 3rd and 4th degree of air temperature (T) related to geographical latitude and longitude Φ , A (100 km) and elevation above sea level (H) (100 m) in Poland – warm period (IV-IX)

ξ	$T = f(\Phi, A, H)$
1	$T = -0,32524 \Phi + 0,08236 \Lambda - 0,5979 H - 0,5979 H + 32,54$
2	$T = -5,590\Phi - 1,124 \Lambda - 10,74H + 0,0404912\Phi^2 + 0,02714 \Phi\Lambda + 0,1628H \Phi H - 0,01955 \Lambda^2 + 0,07152 \Lambda H + 0,009918 H^2 + 200,0$
3	$T = 4827 \Lambda - 0,02339H - 0,07798 \Phi^2 + 0,6081\Phi\Lambda - 0,1406\Phi H - 1,343 \Lambda^2 - 0,4623 \Lambda H + 0,09122H^2 + 0,001157\Phi^3 - 0,009724\Phi^2 \Lambda + 0,00282\Phi^2 H + 0,0198 \Phi\Lambda^2 + -0,002172 \Phi\Lambda H + 0,001536\Phi H^2 + 0,003890\Lambda^3 + 0,01218\Lambda^2 H + 0,005679 \Lambda H^2 - 0,002350 H^3 + 34,48$
4	$T = 0,0000045\Phi - 0,0000624 \Lambda - 0,0000786H + 0,0000518\Phi^2 - 0,002462\Phi\Lambda - 0,0008141\Phi H - 0,001258 \Lambda^2 - 0,0009596\Lambda H - 0,0000332 H^2 - 0,000442 \Phi^3 + 0,003853 \Phi^2\Lambda - 0,003207H \Phi^2 H - 0,006399\Phi\Lambda^2 - 0,0009287\Phi\Lambda H - 0,03097\Phi H^2 - 0,004576\Lambda^3 + 0,0006498 \Lambda^2 H - 0,0001922\Lambda H^2 - 0,0000882H^3 + 0,0000191\Phi^4 + 0,0003002 \Phi^3\Lambda + 0,0001444 \Phi^3 H + 0,001746 \Phi^2\Lambda^2 - 0,001134 \Phi^2\Lambda H - 0,0000357\Phi^2 H^2 - 0,004896\Phi\Lambda^3 + 0,004740 \Phi\Lambda^2 H + 0,000547 \Phi\Lambda H^2 + 0,0000364\Phi H^3 + 0,005576 \Lambda^4 - 0,006451\Lambda^3 H - 0,0006408 \Lambda^2 H^2 - 0,0004185 \Lambda H^3 + 0,1604H^4 + 22,77$

3.7. Zmiany wiekowe klimatu Polski

Tom VII. Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Zmiany wiekowe klimatu Polski** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 439

Zmiany klimatu Ziemi i ich przyczyny są głównym problemem badań współczesnej klimatologii – objętym programem Światowej Organizacji Meteorologicznej. Temat ten podjęto w siódmym tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*.

Głównym celem pracy jest określenie cyklicznych zmian i tendencji klimatu Polski na przykładzie Warszawy. Zbadano ciągi chronologiczne: aktywności Słońca (liczb Wolfa) – w latach 1749-1983, cyrkulacji atmosferycznej (wschodniej, zachodniej, południkowej) – w latach 1891-1976 wg klasyfikacji Wangenheima, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1779-1979 i 1813-1980.

Zasadniczą część Atlasu stanowią wyniki badań cykliczności zmian klimatu z zastosowaniem oryginalnej metody wyznaczania widm i optymalnych okresów, wprowadzonej przez J. Boryczkę (1984).

Innym rozwiązywanym w Atlasie problemem jest modelowanie naturalnych wahań i antropogenicznych zmian klimatu. W serii pomiarowej temperatury powietrza w Warszawie wyodrębniono dwa składniki: naturalny i antropogeniczny. Składnik naturalny to wypadkowa $f(t)$ interferencji cykli, a składnik antropogeniczny – to część liniowa at trendu czasowego. Współczynnik regresji cząstkowej $a \geq 0$ wskazuje tendencję rosnącą zmian antropogenicznych.

Istotne znaczenie poznawcze ma określenie przyczyn naturalnych wahań klimatu Polski. Ekstrapolując trendy czasowe – wynikające z interferencji cykli temperatury i opadów opracowano unikatowe (w krajowej i zagranicznej literaturze) prognozy zmian klimatu Warszawy w XXI wieku.

Według prof. J. Kondrackiego: *Praca ta stanowi znaczący wkład Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w badania współczesnych zmian klimatu Ziemi i ich przyczyn.*

SPIS TREŚCI (7)

PRZEDMOWA	5
I. WSTĘP	9
II. METODY BADAŃ ZMIAN KLIMATU WPROWADZONE PRZEZ ZAKŁAD KLIMATOLOGII UNWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	11
1. Teoria analizy oscylacji i rzeczywistych okresów	13
2. Modelowanie naturalnych zmian klimatu	17
3. Modelowanie antropogenicznych zmian klimatu	18
III. CYKLICZNE ZMIANY AKTYWNOŚCI SŁOŃCA	29
1. Chronologiczny ciąg liczb Wolfa	29
2. Rzeczywiste cykle liczb Wolfa	32
3. Trend wiekowy aktywności Słońca	35
IV. ZMIANY OKRESOWE CYRKULACJI ATMOSERYCZNEJ	96
1. Cyrkulacja wschodnia	97
2. Cyrkulacja zachodnia	100
3. Cyrkulacja południkowa	103
	69

V.	TREND WIEKOWY TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE	280
1.	Widma oscylacji temperatury powietrza	282
2.	Naturalna i antropogeniczne zmiany temperatury powietrza	285
3.	Prognoza temperatury powietrza w stuleciu XXI	287
VI.	TREND WIEKOWY OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE	349
1.	Widma oscylacji opadów atmosferycznych	352
2.	Naturalne i antropogeniczne zmiany opadów atmosferycznych	353
3.	Prognoza opadów atmosferycznych w stuleciu XXI	356
VII.	ZAKOŃCZENIE	416
	SUMMARY	426
	LITERATURA	434

Ważniejsze wyniki badań

W pracy określono naturalne i antropogeniczne zmiany wiekowe klimatu Polski wraz z prognozą sięgającą po rok 2100. Zbadano ciągi chronologiczne: plam słonecznych (liczb Wolfa, 1749-1980), cyrkulacji atmosferycznej (wschodniej, zachodniej, południkowej wg Wangenheima, 1891- 1976) oraz temperatury powietrza (1779-1979) i opadów atmosferycznych (1813-1980) w Warszawie. Analizie poddano miesięczne, sezonowe, półroczne i roczne wartości.

Metody statystyczne stosowane dotychczas: analiza harmoniczna – wyznaczanie kolejnych wyrazów szeregu Fouriera, analiza spektralna – metoda autokorelacyjna niezbyt nadają się do badań periodycznych zmian klimatu. Niedoskonałością analizy harmonicznej jest założenie fikcyjnych okresów: $n, \frac{n}{2}, \frac{n}{3}, \dots$. Okresy te, otrzymane z podziału arbitralnego długości ciągu chronologicznego na dwie, trzy itd. części, nie pokrywają się z okresami rzeczywistymi (prawdziwymi). Tylko niektóre z harmonik mogą przypadkowo być takie same jak okresy rzeczywiste. Metodą tą nie można wykryć okresów między: n i $\frac{n}{2}$; $\frac{n}{2}$ i $\frac{n}{3}$ itd..

Powszechnie zaś stosowaną metodą autokorelacyjną można wykrywać w zasadzie tylko okresy zmian bardzo krótkie (o dużej częstotliwości). Współczynniki autokorelacji między ciągiem chronologicznym pierwotnym i ciągami otrzymanymi z translacji osi czasu o 1, 2, 3, ..., k jednostek są obliczane na podstawie coraz to mniejszej liczby $n - k$ danych. Prowadzi to do ograniczeń jej stosowalności do okresów nie przekraczających $k = \frac{n}{2}$. Nowością w badaniach sekularnych zmian klimatu jest analiza oscylacji – wyznaczenie widma oscylacji i rzeczywistych okresów (metoda Boryczki). Nie ma ona żadnego z wymienionych ograniczeń stosowalności. Ciąg chronologiczny (także niekompletny) pomiarów wykonanych w dowolnych odstępach czasu jest aproksymowany kolejnymi sinusoidami regresji:

$$y = a + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

o zadanym paśmie oscylacji, np. $\Theta = \frac{1}{12}, \frac{2}{12}, \dots, N$, gdzie $N \leq n$.

Metodą tą otrzymuje się

b_1, b_2, \dots, b_N – empiryczne widmo oscylacji

c_1, c_2, \dots, c_N – fazy początkowe

R_1, R_2, \dots, R_N – oscylogram korelacji.

Poszukiwane okresy rzeczywiste Θ_j – to maksima lokalne widma oscylacji (ciągu amplitud). Odpowiadają im w przybliżeniu minima wariancji resztkowej i mak-

sima współczynnika korelacji wielokrotnej R_j . Amplitudy b_j są weryfikowane testem Fishera-Snedecora o 2 i $n-3$ stopniach swobody.

Znalezienie ukrytego okresu Θ_j – sinusoidy regresji o amplitudzie b_j i przesunięciu fazowym c_j – sprowadza się do wyznaczenia równania płaszczyzny regresji:

$$y = a_0 + \alpha x_1 + \beta x_2$$

względem zmiennych czasowych $x_1 = \sin \frac{2\pi}{\theta} t$, $x_2 = \cos \frac{2\pi}{\theta} t$. Amplituda (b) zmian i przesunięcie fazowe (c) są określone wzorami

$$b = (\alpha^2 + \beta^2)^{0,5}, \quad \text{tg } c = \frac{\beta}{\alpha}$$

gdzie kąt c spełnia warunki $\alpha = b \cos c$, $\beta = b \sin c$.

Widma oscylacji \vec{b} i wektory faz wykorzystano do identyfikacji przyczyn zmian klimatu. Widma oscylacji \vec{b} przyczyn (aktywności Słońca), mechanizmu przenoszenia na Ziemię (cyrkulacji atmosferycznej) i elementów klimatu (temperatura powietrza, opady) powinny być identyczne. W tej samej epoce czasu $\langle 0, t \rangle$ powinny być także zbliżone wektory przesunięć fazowych \vec{c} , tj. cykle synchroniczne.

Okresy rzeczywiste Θ_j zastosowano do wyznaczania trendów czasowych:

$$y = f(t) = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j \right)$$

składając (wg rachunku najmniejszych kwadratów) sinusoidy regresji o rzeczywistych okresach, zweryfikowanych testem Fishera-Snedecora o $2k$ i $n-2k-1$ stopniach swobody.

Innym rozwiązywanym w *Atlasie* problemem jest modelowanie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu. Zmierzone wartości np. temperatury powietrza (y) są sumą składników naturalnego (y_0) i antropogenicznego (Δy). Istnieje możliwość wyodrębnienia składnika naturalnego, gdy ulega on periodycznym zmianom. Wypadkową tych naturalnych zmian można opisać kilkoma lub kilkunastoma sinusoidami o wykrytych rzeczywistych okresach.

Natomiast miarą antropogenicznych zmian jest składnik liniowy $\Delta y = at$ trendu czasowego

$$T = F(t) = a_0 + \underbrace{at}_{\text{zmiany antropogeniczne}} + \underbrace{\sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j \right)}_{\text{zmiany naturalne}}$$

Współczynnik regresji cząstkowej a może wskazywać tendencję wzrostową ($a > 0$) lub spadkową ($a < 0$) zmian antropogenicznych. Może on także aproksymować zmiany naturalne – odcinek sinusoidy o bardzo długim nieznanym okresie.

Różnica między składnikami liniowymi $\Delta y_1 - \Delta y_2 = (a_1 - a_2) t$ trendów czasowych dwóch sąsiednich miejscowości (1 i 2) wynika z wpływu czynników antropogenicznych. Widma oscylacji, charakteryzujące naturalne zmiany są w sąsiednich miastach takie same

$$b_1 \approx b_2$$

Cykle rzeczywiste liczby plam słonecznych (W), cyrkulacji atmosferycznej (wschodniej C_E , zachodniej C_W , południkowej C), temperatury powietrza (T) i opadów atmosferycznych (P) i trendy czasowe, które są ich wypadkową, wskazują, iż zmiany klimatu Polski w XIX - XX wieku były kształtowane głównie przez aktywność Słońca. Minimum absolutne aktywności Słońca przypada na najślabszy cykl pojedynczy 1811 -

1823, a maksimum – na najmocniejszy cykl 1959 -1964. Maksimum absolutne aktywności Słońca 189,9 wystąpiło w roku 1957. Te ekstrema absolutne liczby plan słonecznych były wywołane nałożeniem się 4 głównych cykli o równaniach sinusoid regresji i minimach oraz maksimach:

(dane 1700-1978)	Cykl	Minima	Maksima
$W = 50,41 + 27,45 \sin\left(\frac{2\pi}{11}t + 1,071\right)$	11 lat	1810	1959
$W = 50,17 + 12,80 \sin\left(\frac{2\pi}{59}t - 1,901\right)$	59 lat	1811	1959
$W = 48,09 + 18,84 \sin\left(\frac{2\pi}{91}t + 0,012\right)$	91 lat	1817	1954
$W = 46,51 + 9,856 \sin\left(\frac{2\pi}{179}t - 1,32\right)$	179 lat	1871	1960

Liczba plan słonecznych cechuje się stałą tendencją wzrostową $\frac{\partial W}{\partial t} = 8/100$ lat.

Minimum absolutne średniej rocznej temperatury powietrza $T_{\min} = 6,5^{\circ}\text{C}$ (wg trendu $F(t)$ przypada na rok 1823, w którym wystąpiło minimum absolutne aktywności Słońca (1811- 1823 – najłagodniejszy cykl). Maksimum zaś absolutne $T_{\max} = 8,5^{\circ}\text{C}$ nieco wyprzedza datę maksimum absolutnego aktywności Słońca (1957).

Temperatura powietrza, podobnie jak aktywność Słońca w ostatnich dwóch stuleciach, wzrastała o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat:

$W = 36,10 + 0,0803 t$	1700 -1978)
$T = 6,88 + 0,0058 t$	1779 - 1979

Ten stały wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie jest wynikiem nakładania się naturalnych cykli – głównie 89 lat i 194 lat. To postępujące ocieplenie klimatu w XVIII-XX wieku jest prawdopodobnie uwarunkowane wzrostem aktywności Słońca. Temperatura powietrza jest dodatnio skorelowana z liczbą, plam słonecznych.

Cykle rocznych wartości temperatury powietrza – 60 lat, aktywności Słońca – 59 lat i cyrkulacji południkowej – 61 lat są synchroniczne. Maksima tych sinusoid regresji występują mniej więcej w tym samym czasie:

T_{\max}	$T = 7,45 + 0,133 \sin\left(\frac{2\pi}{60}t + 1,363\right)$	1780	1840	1900	1960	2020
W_{\max}	$W = 50,17 + 12,8 \sin\left(\frac{2\pi}{59}t - 1,90\right)$	1781	1840	1899	1958	2017
C_{\max}	$C = 95,09 + 19,68 \sin\left(\frac{2\pi}{61}t + 1,525\right)$	1768	1829	1890	1951	2012

Synchroniczne są też cykle: 89 lat – średniej rocznej temperatury powietrza i 91 lat – aktywności Słońca. Ich minima przypadają na lata:

T_{\min}	$P = 7,45 + 0,199 \sin\left(\frac{2\pi}{89}t + 2,474\right)$	1632	1721	1810	1898	1988	2077
W_{\min}	$W = 48,09 + 18,84 \sin\left(\frac{2\pi}{91}t + 0,012\right)$	1634	1725	1816	1907	1998	2089

Pewna zbieżność dat występuje także między ekstremami cykli: 58 lat – opadów atmosferycznych oraz 60 lat – temperatury powietrza i 59 lat – aktywności Słońca. Najdłuższy cykl rocznych sum opadów wynosi 112 lat:

$$P = 569,3 + 30,86 \sin\left(\frac{2\pi}{58}t - 2,930\right)$$

$$P = 565,0 + 30,0 \sin\left(\frac{2\pi}{112}t - 0,861\right)$$

Jest on znacznie dłuższy od cykli: 87-99 lat – cyrkulacji zachodniej, 89 lat – temperatury powietrza i 91 lat – aktywności Słońca.

Prawie we wszystkich miesiącach wykryto cykle 9-13 lat opadów atmosferycznych, zbliżone do cyklu 11-letniego aktywności Słońca.

Istnieje ogólna prawidłowość, że cyrkulacja wschodnia w latach 1891 - 1980 ma tendencję rosnącą ($a > 0$), a zachodnia – malejącą ($a < 0$). Natomiast składnik liniowy cyrkulacji południkowej ($\Delta C = at$) zmienia znak w ciągu roku.

Składnik liniowy $\Delta T = at$ trendu wiekowego temperatury powietrza jest uwarunkowany przyczynami (czynnikami) antropogenicznymi. Świadczą o tym jego zmiany roczne – od dużych (1,48°C/100 lat) dodatnich wartości w miesiącach zimowych do bardzo małych, bliskich zera, a nawet ujemnych w lecie.

Antropogeniczne przyrosty temperatury powietrza w Warszawie ($\Delta T = at$) w latach 2000, 2100 w odniesieniu do roku 1778 (°C, $t=0$, $\Delta T=0$) mogą osiągnąć wartości:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2000	1,31	0,47	0,16	0,02	0,18	2,57	0,02	0,47	0,07	0,58	0,44	3,28
2100	2,91	0,68	0,23	0,03	0,26	3,74	0,03	0,68	0,10	0,84	0,64	4,76

Wydaje się, że te duże przyrosty temperatury powietrza ($\Delta T > 0$) w miesiącach zimowych wynikają z rozbudowy miasta (coraz większej akumulacji ciepła w dzień przez liczniejszą wielokondygnacyjną zabudowę i emisji ciepła sztucznego) oraz dominacji efektu cieplarnianego atmosfery, wynikającego ze wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze. Natomiast w lecie ($\Delta T \approx 0$) lub $\Delta T < 0$) dominuje absorpcja promieniowania słonecznego przez pyły naturalne i przemysłowe (z emisji wtórnej). To przeciwne oddziaływanie czynników antropogenicznych prowadzi do niewielkich przyrostów $\Delta T = 0,19$ °C/100 lat (średniej rocznej temperatury powietrza):

$$T = -0,1385 + 0,00483 t + \dots \quad - \quad \text{półrocze chłodne (X-III)}$$

$$T = 14,52 + 0,00041 t + \dots \quad - \quad \text{półrocze ciepłe (IV-IX)}$$

$$T = 7,263 + 0,00189 t + \dots \quad - \quad \text{rok}$$

Antropogeniczne przyrosty miesięcznych sum opadów antropogenicznych ($\Delta P = at$) są rzędu kilku mm/100 lat. W niektórych miesiącach są one ujemne. Przyrosty ΔP półrocznych (X-III, IV- IX) i rocznych (I-XII) sum opadów atmosferycznych w Warszawie są nieistotne statystycznie.

Ekstrema absolutne krzywej trendu czasowego temperatury powietrza w Warszawie w stuleciach XVIII - XXI występują w latach:

	T_{\min}	Data	T_{\max}	Data
Styczeń	-7,5	1801	-0,9	1916
Lipiec	17,7	1822	19,6	1944
Rok	6,5	1823	8,5	1949

Minimum absolutne średniej rocznej temperatury powietrza $T_{\min} = 6,5$ °C przypada na rok 1823 – podczas minimum absolutnego aktywności Słońca (najsłabszego cyklu 1811- 1823). Maksimum absolutne temperatury $T_{\max} = 8,5$ °C nieco wyprzedza datę maksimum absolutnego plam słonecznych (1957). Analogiczne ekstrema wiekowe temperatury prawdopodobnie powtórzą się w XXI wieku:

	T_{\min}	Data	T_{\max}	Data
Styczeń	-6,8	2011	-1,2	2044
Lipiec	17,6	1977	19,5	2085
Rok	6,8	2088	8,3	2093

Można oczekiwać, iż na początku stulecia XXI w roku 2011 – wystąpią duże spadki temperatury w styczniu. Jeszcze przed rokiem 2000 mogą w lutym wystąpić bardzo niskie wartości temperatury powietrza.

W stuleciu XXI średnie roczne wartości temperatury powietrza w Warszawie będą na ogół niższe od normy $\bar{T} = 7,46$ °C (średniej z dwóch minionych stuleci). Nie wystąpi jednak zbyt duże ochłodzenie klimatu, ponieważ znaczne są antropogeniczne przyrosty temperatury powietrza.

Krzywa wiekowych zmian sum rocznych opadów w latach 1700 - 2100 ma kilka wyraźnych minimów (P_{\min}) i maksimów (P_{\max}), np.:

P_{\min} , mm	Data	P_{\max} , mm	Data
468	1764	654	1756
466	1824	684	852
457	1938	690	1965
486	2017	641	2025

Maksimum opadów $P_{\max} = 641$ mm przypada na rok 1965, a minimum $P_{\min} = 486$ mm wystąpi około roku 2017. Opady atmosferyczne w latach 1991- 2023 będą w zasadzie poniżej normy $\bar{P} = 569,2$ mm (średniej sumy rocznej z lat 1813-1980/ lub będą do niej zbliżone.

Przyczyną naturalnych zmian klimatu Polski w XVIII-XXI wieku są periodyczne zmiany aktywności Słońca. Widma oscylacji temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolf'a w latach 1779-1979 są prawie identyczne (rys. 1). Zgodność tych widm występuje we wszystkich pasmach częstości $\omega = \frac{2\pi}{\Theta}$ o maksimach, tj. okresach rzeczywistych Θ :

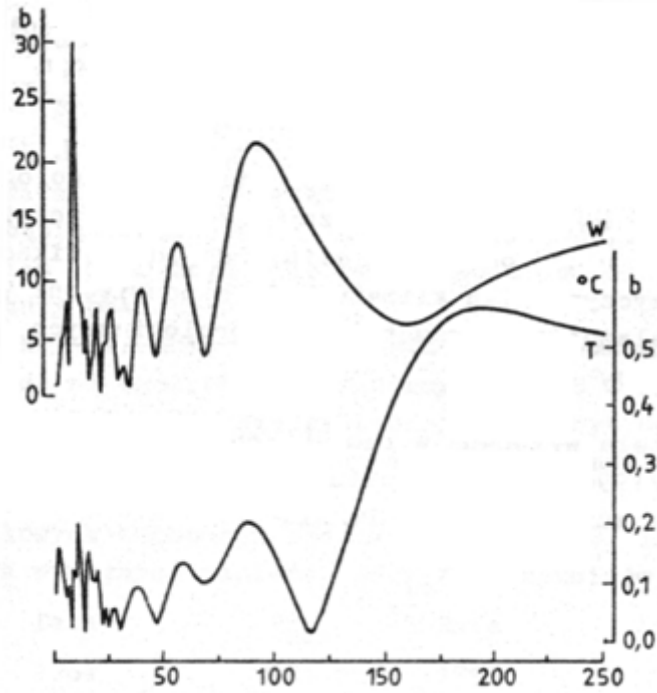
Lczby Wolf'a	11	21	28	43	59	91	179	lat
Temperatura powietrza	13	22	28	41	60	90	194	lat

Mało prawdopodobne jest, by ta zgodność 7 pasm częstości oscylacji temperatury powietrza i aktywności Słońca była przypadkowa.

Opady atmosferyczne w Warszawie są uwarunkowane przede wszystkim periodycznymi zmianami cyrkulacji zachodniej. Świadczą o tym analogiczne oscylogramy korelacji $R(\theta)$ cyrkulacji zachodniej (C_w) i opadów (P) w latach 1891-1976 (rys. 2-4), które otrzymano na podstawie ciągów chronologicznych – średnich konsekwentnych 12-miesięcznych (o liczebności $n = 1021$).

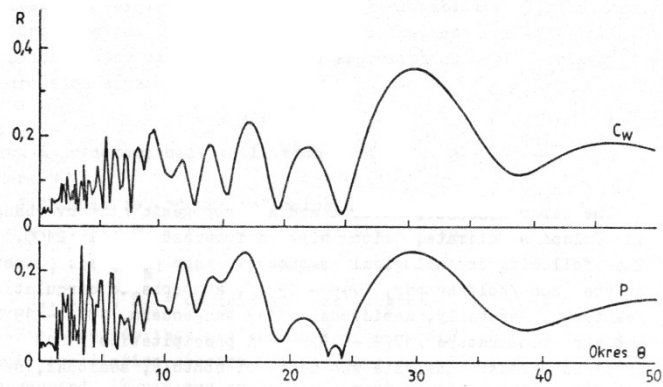
Zastosowaniom widm oscylacji m.in. do identyfikacji astronomicznych przyczyn zmian klimatu są poświęcone kolejne części *Atlasu Współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*.

Praca została wykonana w ramach konkursu Ministerstwa Edukacji Narodowej (1990) – wg projektu badawczego p.t. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Polski*.



Rys. 1. Widma oscylacji temperatury powietrza w Warszawie (T) i aktywności Słońca (W) w latach 1779-1979

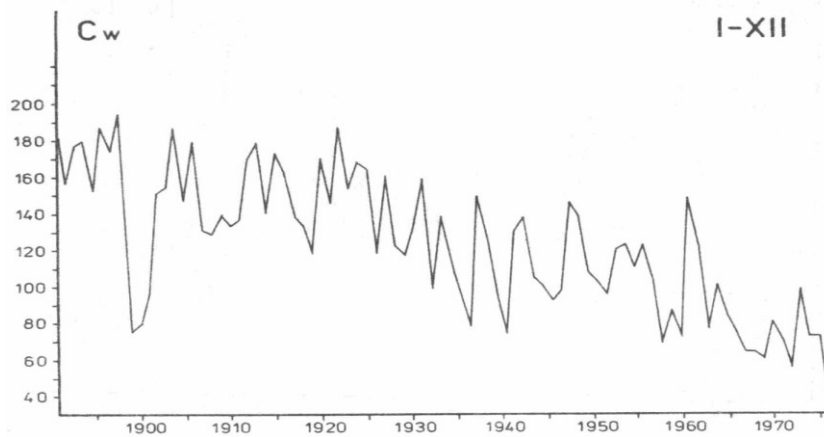
Fig. 1. Oscillation spectrum of air temperature in Warsaw (T) and Sun activity (W) in the period 1779-1979



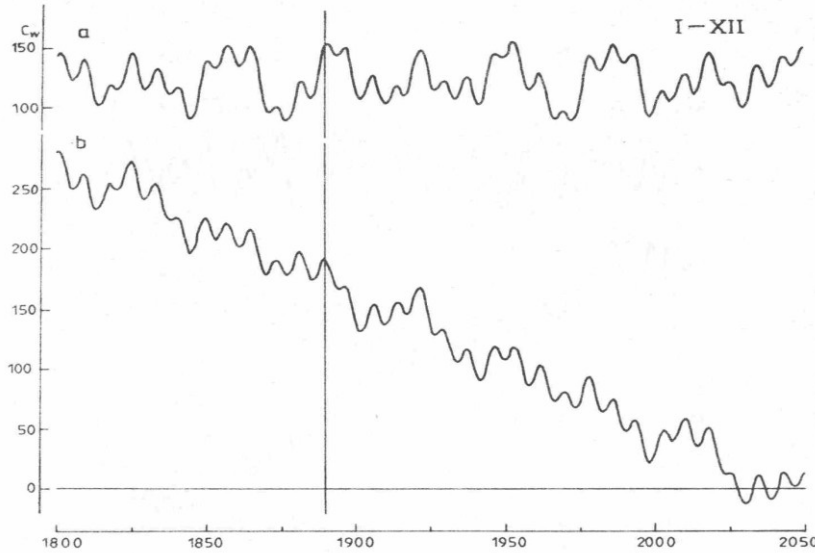
Rys. 2. Widma oscylacji opadów atmosferycznych w Warszawie (P) i cyrkulacji zachodniej (C_w) w latach 1891-1976

Fig. 2. Oscillation spectrum of precipitation in Warsaw (P) and the westerly circulation (C_w) in the period 1891-1976

**Prognozy cyrkulacji atmosferycznej zachodniej (C_w)
(wg klasyfikacji G. J. Wengenheima)**



Rys. 3. Cyrkulacja atmosferyczna zachodnia (wg Wengenheima) w latach 1891-1976 – rok
Fig. 3. Westerly atmospheric circulation (after Wengenheim) in the period 1891-1976 - year



Rys. 4. Trend wiekowy cyrkulacji zachodniej w latach 1800-2050; a – wypadkowa rzeczywistych cykli, b – z uwzględnieniem tendencji stałej, wykresy funkcji $f(t)$ i $F(t)$ – rok
Fig. 4. Century trend of westerly circulation on the period 1800-2050; a – resultant of actual cycles, b – with stable tendency accounted for graphs of functions $f(t)$, $F(t)$ – year

$$C_w = f(t) = 123,4 + 10,43 \sin\left(\frac{2\pi}{8}t + 1,916\right) + 7,962 \sin\left(\frac{2\pi}{14}t - 0,0512\right) + 18,35 \sin\left(\frac{2\pi}{31}t + 1,297\right) + 10,73 \sin\left(\frac{2\pi}{45}t + 0,2201\right)$$

$$C_w = F(t) = 172,2 - 1,136 t + 9,941 \sin\left(\frac{2\pi}{8}t + 2,031\right) + 5,081 \sin\left(\frac{2\pi}{14}t + 0,2032\right) + 11,74 \sin\left(\frac{2\pi}{31}t + 1,759\right) + 5,490 \sin\left(\frac{2\pi}{45}t - 2,743\right)$$

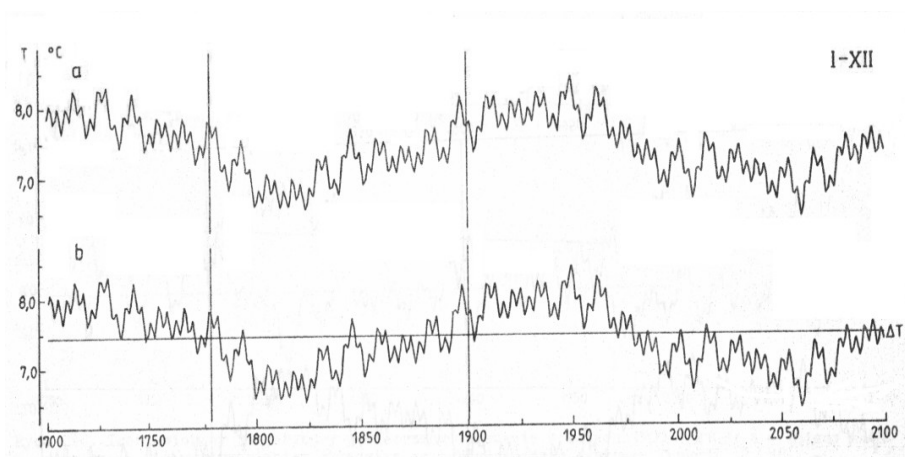
Prognozy temperatury powietrza w Warszawie (1980-2100)

Funkcja trendu czasowego $F(t)$ opisująca interferencję k cykli temperatury opadów o okresie Θ_j , amplitudzie b_j i fazie c_j , zawiera składnik liniowy at , który określa zmiany antropogeniczne:

$$F(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j}t + c_j\right)$$

Przykładowo zamieszczono rekonstrukcje i prognozy średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie, na podstawie danych z lat 1779-1979 bez składnikiem liniowego ($at=0$) i z składnikiem liniowym at oraz sum rocznych opadów atmosferycznych (rys.5-6).

Rok (I-XII)



Rys. 5. Trend wiekowy temperatury powietrza w Warszawie w latach 1700-2100; a – zmiany naturalne, b – z wyodrębnieniem składnika antropogenicznego, wykresy funkcji $f(t)$, $F(t)$ – rok

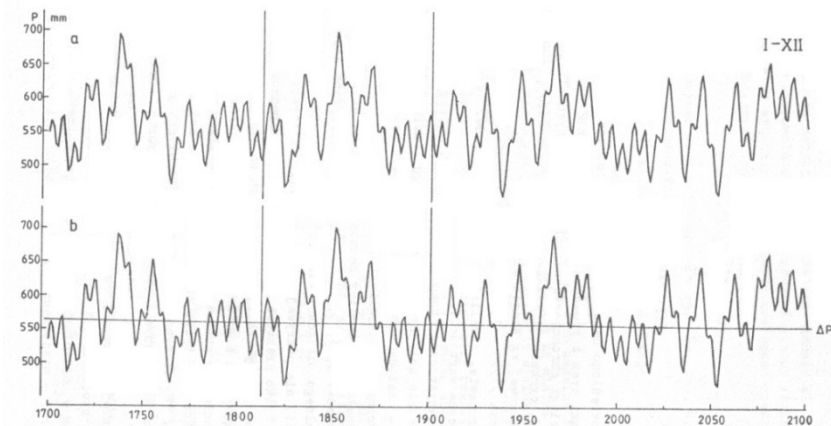
Fig. 5. Century trend of air temperature in Warsaw in the period 1700-2100; a – natural changes, b – anthropogenic component separated, graphs of functions $f(t)$, $F(t)$ – year

$$T = f(t) = 7,453 + 0,1618 \sin\left(\frac{2\pi}{4}t + 2,8710\right) + 0,1933 \sin\left(\frac{2\pi}{13}t - 0,7498\right) + 0,1208 \sin\left(\frac{2\pi}{17}t + 1,842\right) + 0,1185 \sin\left(\frac{2\pi}{60}t + 1,165\right) + 0,1484 \sin\left(\frac{2\pi}{89}t + 2,570\right) + 0,5403 \sin\left(\frac{2\pi}{194}t + 3,058\right)$$

$$T = F(t) = 7,263 + 0,00189t + 0,1591 \sin\left(\frac{2\pi}{22}t + 2,871\right) + 0,1920 \sin\left(\frac{2\pi}{13}t + 0,7408\right) + 0,1238 \sin\left(\frac{2\pi}{17}t + 1,768\right) + 0,1122 \sin\left(\frac{2\pi}{60}t + 1,094\right) + 0,1246 \sin\left(\frac{2\pi}{89}t + 2,617\right) + 0,4269 \sin\left(\frac{2\pi}{194}t + 3,067\right)$$

Prognozy opadów atmosferycznych w Warszawie (1980-2100)

Rok (I-XII)



Rys. 6. Trend wiekowy opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1700 - 2100; a – zmiany naturalne, b – z wyodrębnieniem składnika antropogenicznego, wykresy funkcji $f(t)$, $F(t)$ – rok
Fig. 6. Century trend of precipitation in Warsaw in the period 1700-2100; a – natural changes, b – anthropogenic component separated, graphs of functions $f(t)$, $F(t)$ – year

$$P = f(t) = 564,6 + 28,22 \sin \left(\frac{2\pi}{6} t - 1,450 \right) + 32,02 \sin \left(\frac{2\pi}{16} t + 1,113 \right) + 27,48 \sin \left(\frac{2\pi}{19} t + 0,8780 \right) + 27,40 \sin \left(\frac{2\pi}{58} t - 3,015 \right) + 26,75 \sin \left(\frac{2\pi}{112} t - 0,6919 \right)$$

$$P = F(t) = 562,5 - 0,002481 t + 28,22 \sin \left(\frac{2\pi}{6} t - 1,449 \right) + 32,02 \sin \left(\frac{2\pi}{16} t + 1,113 \right) + 27,59 \sin \left(\frac{2\pi}{19} t + 0,8765 \right) + 26,99 \sin \left(\frac{2\pi}{58} t - 3,018 \right) + 26,73 \sin \left(\frac{2\pi}{112} t - 0,6907 \right)$$

3.8. Cechy oceaniczne klimatu Europy

Tom VIII. Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Wągrowaska M., Śmiałkowski J., 1994, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Cechy oceaniczne klimatu Europy** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 406

Celem ósmego tomu *Atlasu* jest określenie cech termicznych klimatu Europy, wynikających z jej położenia geograficznego w szerokościach umiarkowanych. Pod względem metodycznym nie różni się on od szóstego tomu, dotyczącego obszaru Polski.

Pole temperatury powietrza w Europie aproksymowano zarówno równaniami hiperpłaszczyzn regresji, jak też wielomianami regresji wyższych stopni – drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia – względem trzech współrzędnych położenia (szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza: φ , λ , H). Okazały się one dobrym narzędziem badań klimatu. W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji określają one nie tylko średnie cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną. Równanie hiperpłaszczyzny regresji (współczynniki regresji cząstkowej) określają średnie gradienty: południkowe, równoleżnikowe, hipsometryczne na badanym obszarze. Natomiast wielomiany regresji wyższych stopni określają lokalne gradienty: południkowe, równoleżnikowe, hipsometryczne w każdym punkcie badanego obszaru.

Nowość w literaturze klimatologicznej stanowią mapy gradientów: południkowych, równoleżnikowych, hipsometrycznych, opracowane po raz pierwszy na przykładzie Polski (zamieszczone w tomie VI *Atlasu*).

Wprowadzone wcześniej przez E. Romera (1962) izogradienty jako linie łączące oczka siatki podstawowej o tej samej liczbie przecinających je izoterm, izohiet, itp., były względną miarą przestrzennego zróżnicowania klimatu. Zależały one od odległości izarytm i wymiarów oczka siatki, a ich pole było skalarne.

Dotychczas wpływ mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na klimat charakteryzowały izotermy zredukowane do poziomu morza, z zastosowaniem stałego w czasie i przestrzeni spadku temperatury powietrza o $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Romer, 1962). Natomiast w *Atlasach* (t. VI i VIII) przedstawiono izarytmy gradientów hipsometrycznych na obszarze Polski i w Europie zmieniających się w ciągu roku (od stycznia do grudnia).

Istotne znaczenie praktyczne mają gradienty horyzontalne na poziomie rzeczywistym, wyznaczone na podstawie funkcji aproksymujących – bez wysokości – nad poziomem morza. Wektory wskazują kierunki wzrostu temperatury powietrza na obszarze Europy.

Różnice między zmierzonymi wartościami temperatury powietrza i obliczonymi z wielomianów regresji czwartego stopnia (reszty) względem trzech współrzędnych potraktowano jako miary deformacji lokalnej pola przez czynniki naturalne (szczyty górskie, doliny, zbiorniki wodne) i antropogeniczne (duże miasta).

Prof. Jerzy Kondracki zwraca uwagę, że *Wprowadzenie przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego modeli statystycznych jako narzędzi badań wpływu czynników geograficznych na klimat jest znacznym postępem w rozwoju klimatologii.*

SPIS TREŚCI (8)

PRZEDMOWA	5
I. WSTĘP	7
II. METODY APROKSYMACJI POLA I WYZNACZANIA GRADIENTU	10
III. ZALEŻNOŚĆ TEMPERATURY POWIETRZA OD POŁOŻENIA GEOGRAFICZNEGO W EUROPIE	17
1. Profil południkowy temperatury powietrza	18
2. Profil równoleżnikowy temperatury powietrza	19
3. Profil hipsometryczny temperatury powietrza	19
4. Profile amplitudy rocznej temperatury powietrza	20
IV. EMPIRYCZNE RÓWNANIA POLA TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	69
1. Wielomiany regresji względem współrzędnych geograficznych	69
2. Wielomiany regresji względem współrzędnych wyrażonych w kilometrach	72
V. NOWE MAPY GRADIENTÓW TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	122
1. Średnie pole temperatury powietrza	123
2. Izogrady południkowe temperatury powietrza	124
3. Izogrady równoleżnikowe temperatury powietrza	126
4. Izogrady hipsometryczne temperatury powietrza	127
VI. GRADIENTY HORYZONTALNE TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	231
1. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza zredukowane do poziomu morza	233
2. Strefy oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy	235
3. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym	236
VII. RESZTY WIELOMIANÓW REGRESJI JAKO MIARA WPŁYWU CZYNNIKÓW LOKALNYCH	336
1. Deformacja pola temperatury przez rzeźbę terenu	337
2. Deformacja pola temperatury przez miasta	339
VIII. ZAKOŃCZENIE	386
SUMMARY	394
LITERATURA	401

Ważniejsze wyniki badań

W pracy określono najważniejsze cechy termiczne klimatu Europy, wynikające z jej położenia w umiarkowanych szerokościach geograficznych – w sąsiedztwie Oceanu Atlantyckiego i strefowego ukształtowania jej powierzchni. W tym celu, pole temperatury powietrza w Europie opisano empirycznymi modelami – wielomianami regresji pierwszego, drugiego, trzeciego i czwartego stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$ względem trzech współrzędnych: szerokości geograficznej φ , długości geograficznej λ i wysokości nad poziomem morza H . Symulują one zarówno zmienność strefową temperatury powietrza (uwarunkowaną dopływem promieniowania słonecznego) jak też oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego oraz wpływ wysokości nad poziomem morza.

Gradient pola temperatury powietrza zdefiniowano matematycznie:

$$\text{grad } T = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right]$$

jako wektor, którego składowymi są pochodne cząstkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$.

Dobrym narzędziem badań ogólnych cech klimatu Europy okazało się równanie hiperpłaszczyzny regresji (wielomian pierwszego stopnia):

$$T = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$$

Współczynniki regresji wielokrotnej a_1 , a_2 , a_3 – to składowe gradientu pola temperatury powietrza. Nazwano je po prostu gradientami geograficznym:

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1 - \text{gradient południkowy, w } ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2 - \text{gradient równoleżnikowy, w } ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 - \text{gradient hipsometryczny, w } ^\circ\text{C}/100\text{m}$$

Gradient południkowy (a_1) wskazuje o ile zmienia się temperatura powietrza wzdłuż południka, gdy przesuniemy się ku północy o $1^\circ\varphi$. Gradient równoleżnikowy (a_2) wyraża zmiany temperatury powietrza ku wschodowi, gdy odległość (λ) od Oceanu Atlantyckiego wzrośnie o $\Delta\lambda = 1^\circ$. Natomiast gradient hipsometryczny (a_3) jest miarą zmian temperatury powietrza ze wzrostem wysokości n.p.m. o 100 m.

Gradientsy południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne temperatury powietrza – średnie na obszarze Europy wynoszą:

	a_1	a_2	a_3
Półrocze chłodne (X-III)	-0,50	-0,18	-0,58
Półrocze ciepłe (IV-IX)	-0,50	0,05	-0,58
Rok (I-XII)	-0,50	0,05	-0,58

Zmiany południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1$ temperatury powietrza spełniają zasadę strefowości klimatu Ziemi w ciągu całego roku średni gradient południkowy na obszarze Europy wynosi $-0,5 ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. To znaczy, że temperatura powietrza spada ze wzrostem szerokości geograficznej w Europie – średnio o $0,5 ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. Gradient równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2$ temperatury powietrza w Europie charakteryzuje jej zmienność z zachodu na wschód – spadek $0,18 ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ w półroczu chłodnym, a jej wzrost o $0,05 ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ w półroczu ciepłym. Natomiast gradient hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3$ temperatury powietrza opisuje średni jej spadek o $0,6 ^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Należy podkreślić, że w ten sposób wyznaczone gradienty $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$ na podstawie równania hiperpłaszczyzny regresji wyodrębniają zmienność poziomą i pionową temperatury powietrza $\frac{\partial T}{\partial H}$. Te średnie gradienty temperatury powietrza w Europie – określone równaniem hiperpłaszczyzny regresji: $a_1 = -0,5 ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, $a_2 = -0,18 ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, $a_3 = -0,6 ^\circ\text{C}/100\text{m}$ różnią się od znanych z literatury. Gradient hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 = -0,6 ^\circ\text{C}/100\text{m}$ jest zbliżony do gradientu wilgotno-adiabatyicznego – określonego na podstawie sondaży aerologicznych w przyziemnej warstwie atmosfery. Trzeba zauważyć, że gradient południkowy $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = -0,5 ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ nie odbiega też od średniego na półkuli północnej $0,5-0,6^\circ$ (np. Chromow 1969).

O zależności temperatury powietrza od szerokości geograficznej (φ) i odległości od Oceanu Atlantyckiego (λ) i wysokości bezwzględnej na poziomie rzeczywistym w Europie informują profile $T(\varphi)$, $T(\lambda)$, $T(H)$ i $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$ i hipsometryczny $T(H)$ w zimie (X-III) i lecie (VI-VIII) przedstawiono na rys. 1-2.

Profil południkowy temperatury powietrza opisany wielomianem regresji czwartego stopnia $T(\varphi)$ wskazuje na jej zmiany południkowe (w kierunku południe-północ) niezależnie od długości geograficznej i wysokości nad poziomem morza. Spadek temperatury ze wzrostem szerokości geograficznej ($-\frac{\partial T}{\partial \varphi}$) nie jest jednakowy w Europie. Najmniejsze jej spadki: półrocze chłodne – $1,4 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, półrocze ciepłe – $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, rok $0,6 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, występują w pasie nizin między równoleżnikami $52\text{-}56^\circ$. Natomiast największe spadki temperatury ku północy występują zarówno na samej północy Europy: X-III – $3,2$, IV-IX – $1,2$, I-XII – $2,2 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, jak też na południu: X-III – $2,4$, IV-IX – $1,2$, I-XII – $1,8 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ$.

Profil równoleżnikowy temperatury powietrza w Europie $T(\lambda)$ charakteryzuje jej zmienność z zachodu na wschód. Gradienty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ temperatury powietrza zmieniają znak w ciągu roku: w zimie na zachodzie Europy, a w lecie – w pobliżu południków $\lambda = -5^\circ$, $\lambda = 10^\circ$ i $\lambda = 35^\circ$. Wynika to z ocieplającego wpływu Oceanu Atlantyckiego zimą, a ochładzającego latem.

Skrajne wartości gradientów równoleżnikowych na badanym obszarze Europy wynoszą: półrocze chłodne $0,6$ do $-0,4 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, półrocze ciepłe – od $0,5$ do $-0,2 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, rok – od $0,6$ do $-0,4 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$.

Profil hipsometryczny temperatury powietrza $T(H)$ opisuje jej zmienność ze wzrostem wysokości nad poziomem morza – niezależnie od szerokości i długości geograficznej. Interesujący jest profil gradientu hipsometrycznego średniej rocznej temperatury powietrza ($\frac{\partial T}{\partial H}$) w Europie. Do wysokości 600 m n.p.m. spadek temperatury powietrza ($-\frac{\partial T}{\partial H}$) maleje do $0,36 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$, a wyżej na wysokości 2500 m n.p.m. – szybko wzrasta do $0,66 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Po osiągnięciu maksimum, spadki temperatury powietrza maleją do $0,3 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ – na wysokości 3600 m n.p.m.

Cechy oceaniczne i kontynentalne klimatu Europy dobrze charakteryzują profile rocznej amplitudy temperatury powietrza $A(\lambda)$ i jej gradientu równoleżnikowego $\frac{\partial A}{\partial \lambda}$. Roczna amplituda temperatury zmienia się na obszarze Europy od około $10 \text{ }^\circ\text{C}$ na zachodzie do $32,5 \text{ }^\circ$ na wschodzie.

Gradient zerowy rocznej amplitudy $\frac{\partial A}{\partial \lambda} = 0 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ występuje w pobliżu południka -15° . Gradient równoleżnikowy jest dodatni na wschód od południka -15° . Amplituda roczna temperatury wzrasta na wschód średnio o $0,4 \text{ }^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$. Wynika to niewątpliwie z oddziaływania mas powietrza polarno-morskiego. Nowum w badaniach klimatu Europy stanowi mapy gradientów: południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych.

Żeby wyznaczyć gradient pola temperatury powietrza w każdym punkcie powierzchni Europy opisano je wielomianem regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, A, H)$ względem szerokości Φ i długości geograficznej A oraz wysokości nad poziomem morza H . We wzorach Φ i A wyrażono w setkach km, a wysokość H – w hm. Gradient pola temperatury powietrza zdefiniowano matematycznie:

$$\text{grad } T = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right]$$

jako wektor, którego składowymi są pochodne cząstkowe – wyrażone w °C/100 km, °C/100 km, °C/100m. Składowe horyzontalne – poziome, wyrażono w °C/100 km, przekształcając współrzędne geograficzne:

$$\Phi = 1,11 \varphi$$

$$\Lambda = 1,111 \lambda \cos \varphi$$

Na przykład średnie pole temperatury powietrza w Europie w zimie (1931-1960) opisuje dobrze wielomian regresji czwartego stopnia:

$$\begin{aligned} T = & -0,0003902\Phi + 0,003456\Lambda - 0,01652H - 0,03208\Phi^2 + 0,03972\Phi\Lambda - 0,001385\Phi H - \\ & 0,01204\Lambda^2 + 0,0007182\Lambda H + 0,0003197H^2 + 0,0005909\Phi^3 - 0,001467\Phi^2\Lambda - 0,008975\Phi^2H + \\ & 0,0008215\Phi\Lambda^2 + 0,006083\Phi\Lambda H - 0,001445\Phi H^2 - 0,002473\Lambda^3 - 0,002251\Lambda^2H - 0,004735\Lambda H^2 + \\ & 0,001200H^3 - 0,00000326\Phi^4 + 0,00001205\Phi^3\Lambda + 0,00000870\Phi^3H - 0,00001955\Phi^2\Lambda^2 - \\ & 0,0001333\Phi^2\Lambda H + 0,00007796\Phi^2H^2 + 0,00004013\Phi\Lambda^3 + 0,0004342\Phi\Lambda^2H + 0,00006192\Phi\Lambda H^2 - \\ & 0,0001279\Phi H^3 + 0,00000351\Lambda^4 + 0,0001095\Lambda^3H + 0,00000174\Lambda^2H^2 + 0,00006381\Lambda H^3 + \\ & 0,00006402H^4 + 34,34 \end{aligned}$$

Tak zdefiniowane gradienty oddzielają w każdym miejscu wpływ szerokości geograficznej (φ), długości geograficznej λ (odległości od Oceanu Atlantyckiego) i wysokości nad poziomem morza (H).

Rozkład gradientów południkowych wskazuje, że wpływ szerokości geograficznej na pole temperatury powietrza w Europie jest zdeformowany oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego.

Zgodnie z zasadą strefowości klimatu Ziemi, układ izarytm $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = \text{const}$ powinien być równoleżnikowy. Wpływ Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury objawia się odchyleniem izarytm $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ od miejscowych równoleżników. Przyjmują one kierunek sektora południowo-zachodniego SW. Izolinię $-0,4$ °C/100 km przebiegającą wzdłuż Europy można przyjąć za granicę strefy największego oddziaływania polarnej masy powietrza. Przez środkową Europę przechodzi izolinia $-0,6$ °C/100 km, świadcząca o malejącym zniekształceniu pola temperatury przez ocean. Układ zolinii $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = \text{const}$ jest najbardziej zbliżony do równoleżnikowego pod koniec wiosny (maj) – po wyrównaniu temperatury między wodą i lądem.

Specyfiką pola temperatury powietrza w Europie jest zmiana znaku gradientu równoleżnikowego $\frac{\partial T}{\partial \Lambda} = \text{const}$ w ciągu roku – z ujemnego w zimie na dodatni – w lecie. Spadek temperatury powietrza zimą z zachodu na wschód, a w lecie – przeciwnie ze wschodu na zachód – świadczy o oceanizmie i kontynentalizmie klimatu Europy. Pod koniec wiosny dochodzi do wyrównania temperatury powietrza między zachodnią a wschodnią Europą. Wtedy w całej Europie występują prawie zerowe gradienty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \Lambda} \approx 0$. Gradienty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ ponownie zmieniają znak (z dodatniego na ujemny) na początku jesieni. Największymi równoleżnikowymi spadkami temperatury powietrza ($-\frac{\partial T}{\partial \Lambda}$) od $0,2$ °C/100km do powyżej $0,8$ °C/100km charakteryzują się miesiące zimowe.

Gradyenty hipsometryczne temperatury powietrza $\frac{\partial T}{\partial H}$ zmieniają się w Europie zależnie od miejsca i pory roku. Najmniejsze spadki temperatury powietrza ($-\frac{\partial T}{\partial H}$) ze wzrostem wysokości nad poziomem morza występują na wiosnę – dominują izolinie $-0,4$ °C/100m. Natomiast największe hipsometryczne spadki temperatury ($-\frac{\partial T}{\partial H}$) są w miesiącach zimowych. Wtedy ich zakres zmian sięga od zera do poniżej 2 °C/100m. Rozkład izarytm gradientu hipsometrycznego $\frac{\partial T}{\partial H}$ koresponduje z profilami południkowymi $H(\varphi)$ i równoleżnikowymi $H(\lambda)$ wysokości nad poziomem morza w Europie.

Najlepszą miarą oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego na pole temperatury powietrza w Europie jest gradient horyzontalny – wektor (rys. 3-4) :

$$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$$

którego składowe: południkowa $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ i równoleżnikowa $\frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ są wyrażone w °C/100 km.

Gradient horyzontalny temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ powinien być skierowany na południe Europy – zgodnie z zasadą strefowości klimatu Ziemi. Astrefowość pola temperatury powietrza określa kąt między wektorem $\vec{\Gamma}$ i miejscowym południkiem tzn. azymut astronomiczny (a). Odchylenie gradientu horyzontalnego $\vec{\Gamma}$ od południka miejscowego na zachód ($a < 180^0$) wskazuje na przewagę cech oceanicznych klimatu w Europie. Natomiast odchylenie wektora $\vec{\Gamma}$ od południka miejscowego na wschód ($a < 0$) świadczy o przewadze cech kontynentalnych klimatu. Zwrot wektora $\vec{\Gamma}$ (strzałka) – to kierunek wzrostu temperatury powietrza. Jego długość to przyrost temperatury powietrza w °C/100km. Na obszarze Europy przeważają kierunki gradientu horyzontalnego temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$: w zimie z sektora południowo-zachodniego, a w lecie – sektora południowo-wschodniego. Zimowy wzrost temperatury powietrza w kierunku południowo-zachodnim wywołuje ocieplający wpływ mas powietrza polarnego morskiego z Oceanu Atlantyckiego i ochładzający – mas powietrza napływającego z głębi kontynentu (rys. 3). Natomiast letni wzrost temperatury powietrza w kierunku południowo-wschodnim wynika z ochładzającego w tym czasie wpływu Oceanu – z przeciwnego oddziaływania tych dwóch ośrodków: ocean – kontynent (rys. 4). Najbardziej strefowy układ wektorów $\vec{\Gamma}$ równoległych do południków miejscowych obserwuje się w sezonach przejściowych – podczas wyrównania temperatury między wodami Oceanu Atlantyckiego i lądem Europy. Długość wektorów $|\vec{\Gamma}|$ ulega także rocznym zmianom. Są one znacznie dłuższe w miesiącach półrocza chłodnego (X-III) niż ciepłego (IV-IX). Na przykład w Warszawie długość gradientu horyzontalnego temperatury powietrza (F) zmienia się w ciągu roku od $0,35$ °C/100km (sierpień) do $0,88$ °C/100km (styczeń). Istotne znaczenie poznawcze ma wyodrębnienie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy. Rozwiązanie tego problemu było możliwe dzięki wprowadzeniu gradientu horyzontalnego temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$. Tak zdefiniowany gradient horyzontalny $\vec{\Gamma}$ nie zależy od wysokości terenu (H), ponieważ spadek temperatury z wysokością uwzględnia gradient hipsometryczny. W ten sposób wyodrębniono wpływ ukształtowania powierzchni Europy na pole temperatury powietrza. Strefy oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy wskazują izarytmy azymutów $a = \text{const.}$ tj. kątów odchylenia gradientów horyzontalnych – wektorów $\vec{\Gamma}$ od południków miejscowych.

Prawie przez 8 miesięcy (IX-IV) wektory $\vec{\Gamma}$ są odchylone na zachód od południków miejscowych ($0 < a < 180^\circ$). Pole wektorowe $\vec{\Gamma}$ cechują w tych miesiącach izarytmy o wartościach $a = 30^\circ$ i $a = 60^\circ$. W pozostałych 4 miesiącach (V-VIII) położenie izarytm jest odmienne. Wektory gradientów horyzontalnych temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ są odchylone na wschód od południków miejscowych ($180^\circ < a < 360^\circ$ czy też $-180^\circ < a < 0$). Izarytmy $180^\circ < a < 360^\circ$ świadczą w tej porze roku o ochładzającym oddziaływaniu Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy.

Postępem w poznaniu klimatu Europy jest określenie deformacji pola temperatury powietrza przez ukształtowanie powierzchni Ziemi. Żeby wyodrębnić tę deformację opisano także pole temperatury powietrza wielomianem regresji czwartego stopnia tylko względem szerokości geograficznej Φ i długości Λ (bez wysokości n.p.m. H) – model drugiego rodzaju $T = F(\Phi, \Lambda)$.

Gradient horyzontalny temperatury powietrza:

$$\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$$

gdzie Φ, Λ są wyrażone w setkach km) zależy od różnicy wysokości terenu

Wektory $\vec{\gamma}$ na mapach wskazują kierunek wzrostu temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym i na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu (rys. 5-6).

Gradient horyzontalny temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ jest wypadkową nakładania: zmian strefowych temperatury powietrza uwarunkowanych szerokością geograficzną $\vec{\Gamma}_s$, oddziaływania mas powietrza polarne morskiego i kontynentalnego $\vec{\Gamma}_A$ oraz wpływu ukształtowania powierzchni Ziemi ($\Delta\vec{\Gamma}$)

$$\vec{\gamma} = \vec{\Gamma} + \Delta\vec{\Gamma}, \quad \text{gdzie } \vec{\Gamma} = \vec{\Gamma}_s + \vec{\Gamma}_A$$

Pole temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym cechuje się na ogół astrefowym układem gradientów horyzontalnych $\vec{\gamma}$ – o kierunkach odbiegających od południków miejscowych. Azymuty wektorów $\vec{\gamma}$ – zmieniają się w ciągu roku od $A = 0^\circ$ do $A = 360^\circ$. Istnieje ogólna prawidłowość, że wektory gradientów horyzontalnych temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ układają się koncentrycznie i są skierowane ku centrum Europy. Wskazuje to np. w miesiącach letnich wzrost temperatury powietrza od północy (ocean) i od południa (góry) ku centrum Europy (rys. 5-6).

Miarą wpływu czynników lokalnych: mniejszych form rzeźby terenu, ekspozycji względem Słońca czy też czynników antropogenicznych na pole temperatury powietrza w poszczególnych punktach (Φ, Λ, H) Europy mogą być reszty wielomianowe. Zmierzona wartość temperatury T_i jest sumą obliczonej z wielomianu regresji $f(\Phi, \Lambda, H)$ i różnicy ε_i :

$$T_i = f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i) + \varepsilon_i$$

W przypadku wielomianu regresji czwartego stopnia, pole temperatury powietrza jest opisane za pomocą $k = 34$ parametrów – współczynników regresji a_1, \dots, a_k (wg najmniejszych kwadratów). Te 34 parametrów nie wystarcza jednak by opisać wszystkie lokalne oddziaływania podłoża (np. kotliny śródgórskie, szczyty górskie, zbiorniki wodne, większe miasta).

Istnieje zatem oprócz składnika deterministycznego $f(\Phi, \Lambda, H)$ tzw. trendu przestrzennego jeszcze składnik losowy ε^2 (nieokreślony). Reszty ε_i mają w populacji rozkład zbliżony do gaussowskiego o parametrach $0, \delta$, gdzie δ – jest błędem standardowym.

Ekstremalne wartości różnic ε_i ($\varepsilon_i < 0$ lub $\varepsilon_i > 0$) wskazują miejsca na obszarze Europy, w których najsilniej oddziałują czynniki lokalne na pole temperatury powietrza. Reszty ε_i są największe (pod względem wartości bezwzględnej) w zimie. Wtedy przy małej insolacji (zanikającej strefowości) pole temperatury powietrza najbardziej zależy od wklęsłych i wypukłych form terenu, nachylenia zboczy. Wartości izarytm $\varepsilon_i = \text{const.}$ w zimie zmieniają się od $\varepsilon_i = -2,5$ °C w górach do $\varepsilon_i = 1,5$ °C na nizinach północnej Europy.

W lecie przy dużej insolacji, pole temperatury powietrza jest silnie skorelowane z szerokością geograficzną, długością geograficzną (odległością od Oceanu Atlantyckiego) i wysokością n.p.m. Mniej ono zależy od rzeźby terenu – ekspozycji zboczy. Na nizinach i wyżynach dominują izarytmy $\varepsilon_i = -0,5$ °C, $\varepsilon_i = 0,0$ °C i $\varepsilon_i = 0,5$ °C.

Najmniejsza rozbieżność między zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów regresji czwartego stopnia wartościami temperatury powietrza występuje w przejściowych porach roku. Po prostu wynika to z najmniejszego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego w tym czasie – z wyrównania temperatury między oceanem i lądem. Do opisu tego oddziaływania wystarcza mniej parametrów spośród $k = 34$ niż w lecie czy też w zimie.

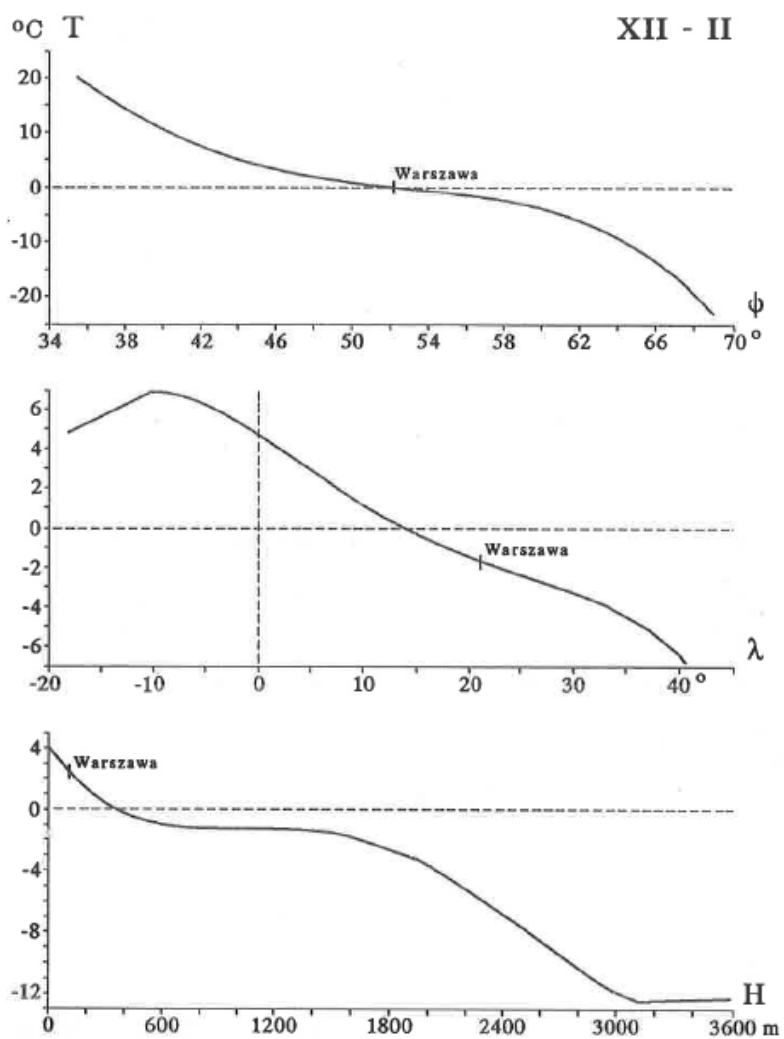
Pole temperatury powietrza deformowane jest również przez duże miasta ze względu na tzw. miejską wyspę ciepła. Wynika to głównie z dodatkowej akumulacji ciepła w dzień przez zabudowę (zwiększoną powierzchnię czynną). Duże miasta położone na nizinach cechują się na ogół dodatnimi resztami wielomianowymi ($\varepsilon_i > 0$).

Dobrym narzędziem badań klimatu Europy okazały się modele statystyczne trójwymiarowe pola temperatury powietrza. Są nimi wielomiany regresji czwartego stopnia względem trzech współrzędnych kartezjańskich: szerokość geograficzna φ , długość geograficzna λ i wysokość nad poziomem morza H , które spełniają podwójną rolę – jednoczenie czynników geograficznych.

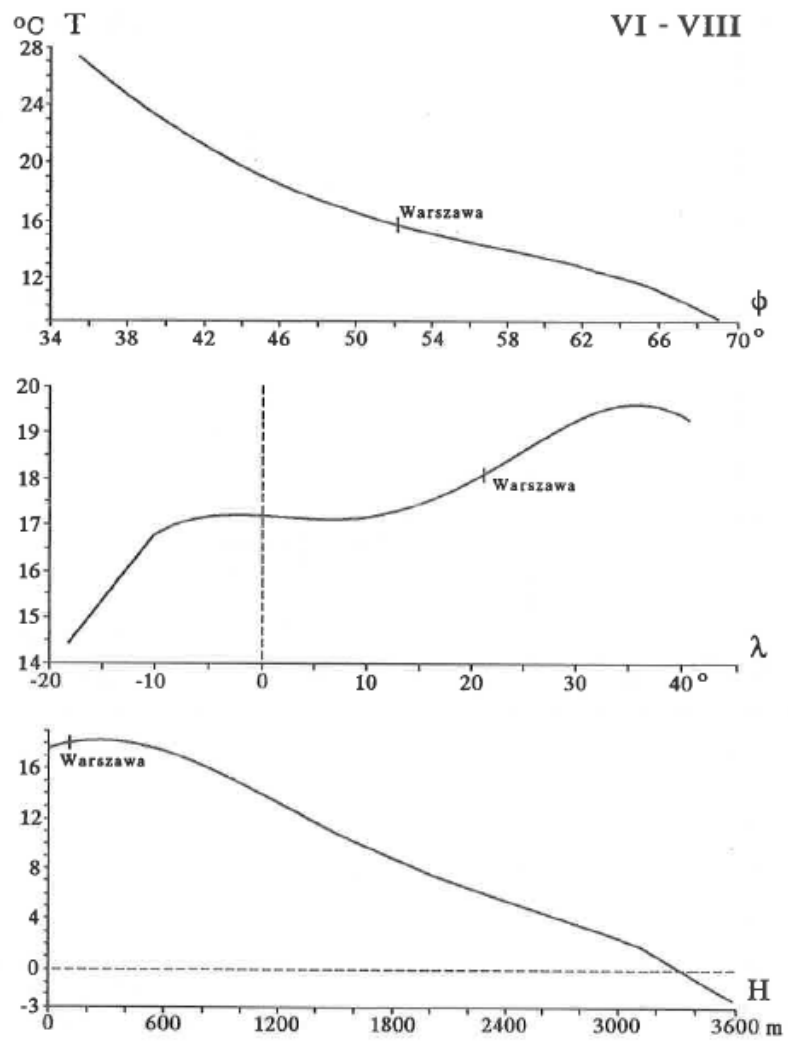
Uzyskane wyniki badań m.in. mapy gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych (również gradientów horyzontalnych) są wiarygodne, bowiem wielomiany regresji cechują się dużą dokładnością.

Na przykład współczynnik korelacji wielokrotnej R w przypadku wielomianów regresji czwartego stopnia jest zbliżony do jedności: półrocze chłodne (X-III) – $R = 0,985$, półrocze ciepłe (IV-IX) – $R = 0,986$, rok (I-XII) – $R = 0,990$. Wielomiany regresji czwartego stopnia względem trzech współrzędnych Φ, Λ, H wyjaśniają wariację temperatury powietrza na obszarze Europy: X-III – w 97,0%, IV-IX – w 97,2%, rok – w 98,0%. Błąd standardowy δ w przypadku pola temperatury powietrza, określający przedział ufności funkcji modelowych $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ – w populacji – nie przekracza 1 °C: X-III – $\delta = 0,92$ °C, IV-IX – $\delta = 0,71$ °C, I-XII – $\delta = 0,64$ °C.

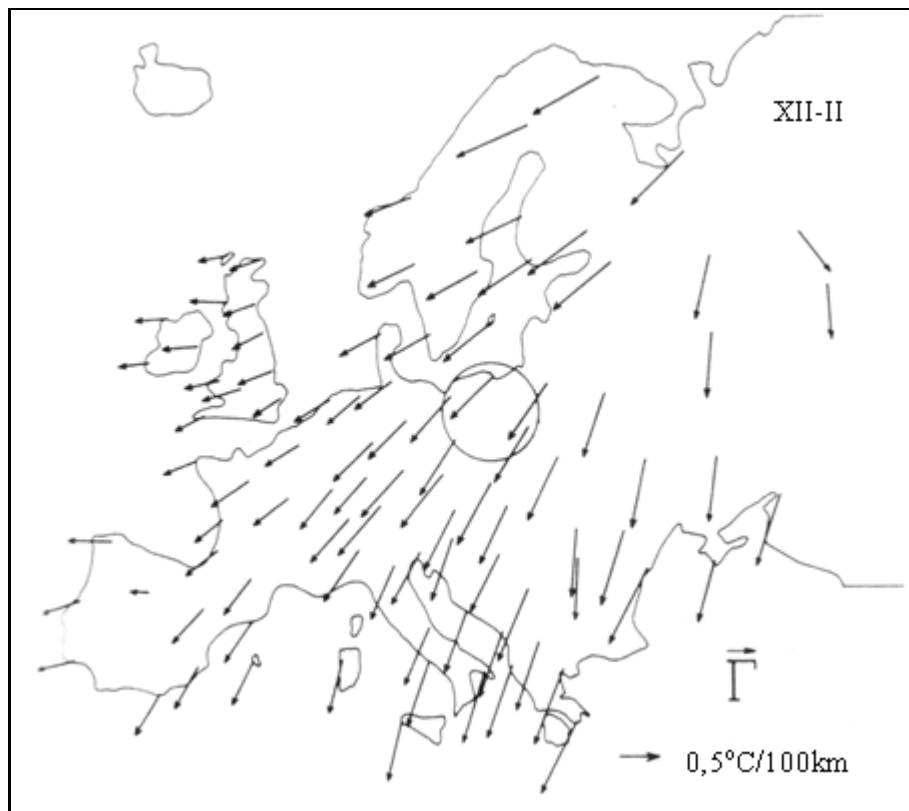
Należy podkreślić, że wprowadzenie trójwymiarowych modeli (oprócz szerokości i długości geograficznej także wysokości n.p.m.) ma ogromne znaczenie metodyczne. Wielomiany regresji czwartego stopnia $T = F(\Phi, \Lambda)$ względem tylko dwóch współrzędnych geograficznych Φ, Λ wyjaśniają zaledwie 50 - 60% wariacji temperatury powietrza w Europie. Natomiast wielomiany regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ – względem trzech współrzędnych położenia Φ, Λ, H wyjaśniają prawie 98% wariacji temperatury powietrza. Tylko 2% zmienności temperatury powietrza na obszarze Europy jest nieokreślona za pomocą modeli.



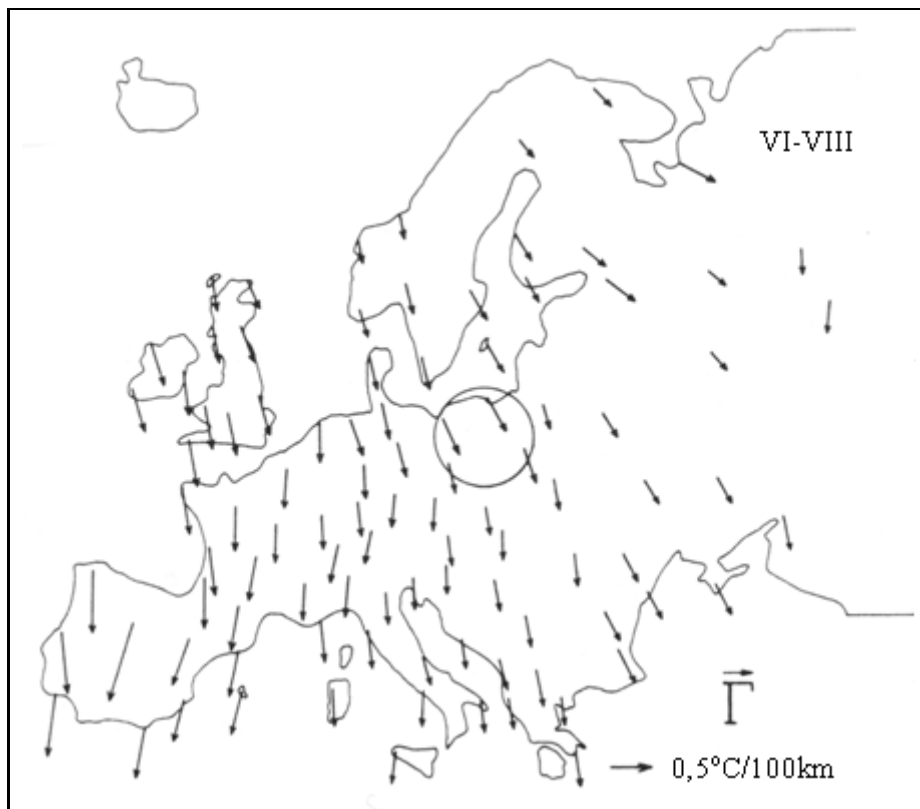
Rys. 1. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\phi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – zima
Fig.1. Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\phi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – winter



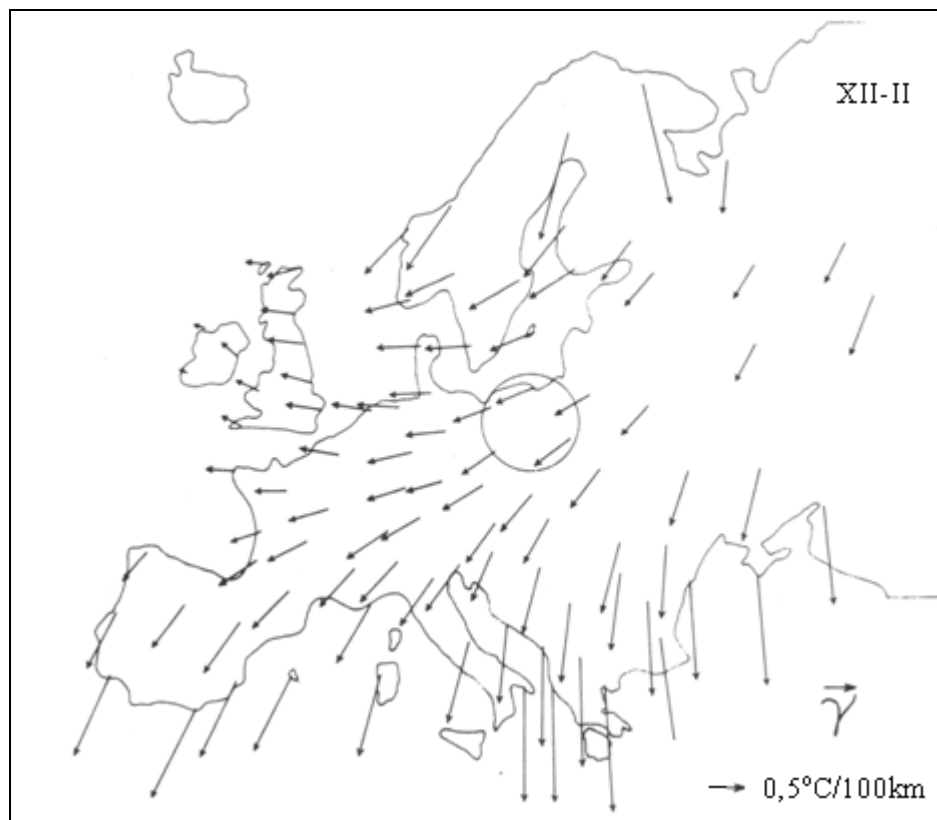
Rys. 2. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – lato
Fig. 2. Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ –summer



Rys. 3. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza \vec{T} w Europie (1931-1960) – zima
Fig. 3. Horizontal gradients of air temperature \vec{T} in Europe (1931-1960) – winter



Rys. 4. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza \bar{T} w Europie (1931-1960) – lato
Fig. 4. Horizontal gradients of air temperature \bar{T} in Europe (1931-1960) – summer



Rys. 5. Lokalne gradienty horyzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ w Europie (1931-1960) – zima

Fig. 5. Local horizontal gradients of air temperature $\vec{\gamma}$ on the actual level in Europe (1931-1960) – Winter



Rys. 6. Lokalne gradienty horzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ w Europie(1931-1960) – lato

Fig. 6. Local horizontal gradients of air temperature $\vec{\gamma}$ on the actual level in Europe (1931-1960) – summer

3.9. Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy

Tom IX. Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 322

Celem pracy jest określenie zakresu oddziaływania czynników naturalnych i sztucznych na pole temperatury powietrza w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy.

Badania przeprowadzono pod kątem wpływu czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najpierw opisano empirycznymi wzorami rozkłady temperatury powietrza w Europie w trzydziestoleciu 1931-1960, potem w Polsce w dziesięcioleciu 1951-1960. W ten sposób zbadano zależności temperatury powietrza od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Empiryczne wzory to wielomiany ą stopnia, które umożliwiły wyznaczenie średnich gradientów w profilach południkowym, równoleżnikowym i hipsometrycznym.

Dynamikę zmian (tendencję czasową) pola temperatury powietrza wskazują różnice między średnimi z poszczególnych punktów (32 miast) i całej Polski obliczone dla poszczególnych miesięcy w dziesięcioleciach 1951-1960 i 1981-1990. Intensywność procesów cieplnych zachodzących w różnych porach doby i roku w pobliżu powierzchni Ziemi w wybranych miejscowościach Polski odzwierciedlają podstawowe charakterystyki temperatury powietrza: średnia dobowa (T), maksymalna (T_{\max}), minimalna (T_{\min}) i dobowa amplituda temperatury (A). Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza w Polsce obrazują przebiegi roczne różnic zmierzonych i wyznaczonych z równań sinusoid aproksymujących dane z poszczególnych stacji położonych w pobliżu większych miast.

Szczegółowe badania pod kątem wpływu czynników antropogenicznych na klimat lokalny przeprowadzono na przykładzie Warszawy, miasta nizinnego (85-110 m n.p.m.), położonego średnio na równoleżniku $\varphi = 52^\circ\text{N}$, umiarkowanej odległości ($\lambda = 21^\circ\text{E}$) od Oceanu Atlantyckiego.

Miarami oddziaływania miasta na klimat lokalny są różnice między wartościami temperatury zmierzonymi w mieście i poza miastem oraz ich zależności od stanu atmosfery. Różnice takie wyznaczono w odniesieniu do całego miasta i wybranych fragmentów ze szczególnym uwzględnieniem Śródmieścia. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie tempa nagrzewania i wychładzania terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania i zanikania miejskiej wyspy ciepła. Ważne są także wartości progowe takich elementów, jak temperatura powietrza, zachmurzenie i prędkość wiatru, przy których deformacja pola temperatury powietrza jest największa.

Wpływ miasta na pole temperatury powietrza zależy głównie od pory doby i pory roku. Opisują go przebiegi dobowe i roczne oraz sinusoidy regresji wyznaczone z danych wszystkich stacji meteorologicznych całego miasta, fragmentów miasta o zabudowie zwartej i luźnej oraz terenów zieleni parkowej w latach 1961-1965. Najwięcej przykładów pochodzi z 1992 r., a dotyczą one zmian dobowych intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła albo inaczej warunków meteorologicznych sprzyjających powstawaniu miejskiej wyspy ciepła w śródmieściu Warszawy (rys. 99-193). Materiałami źródłowymi w przypadku badań klimatu Warszawy są dane nie tylko ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, lecz także wyniki pomiarów prowadzonych przez

Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1961-1965, 1969 i 1992. Poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w Polsce oraz próba ich oddzielenia mają istotne znaczenie w modelowaniu i prognozach przestrzenno-czasowych zmian warunków termicznych.

Innym istotnym problemem jest identyfikacji a przyczyn naturalnych zmian klimatu, przedstawiona w rozdziale pt. „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu miast w Europie w XVII-XXI wieku”. W tym celu porównano tzw. gęste widma oscylacji zmiennych astronomicznych (parametrów Układu Słonecznego, aktywności Słońca), zmiennych geologicznych (erupcji wulkanów) i zmiennych klimatologicznych (cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek).

W identyfikacji przyjęto zasadę, że widma oscylacji (rzeczywiste okresy) przyczyn i skutków powinny by zbliżone. Stwierdzono dwojakiego rodzaju wpływ parametrów Układu Słonecznego na klimat Ziemi:

1. parametry US – aktywność Słońca – cyrkulacja atmosferyczna
2. parametry US – erupcje wulkanów – promieniowanie

Wyodrębniono także składniki antropogeniczne (liniowe) trendów czas owych: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, oddzielając zmienność naturalną (okresów). Dokonano tego na podstawie dostatecznie długich ciągów chronologicznych (200-300-letnich) rys. 202-207. Nowością są dwojakiego rodzaju prognozy tendencji zmian klimatu w XXI wieku: klimatologiczne – na podstawie gęstych widm oscylacji i astronomiczne wg zmian wiekowych parametrów Układu Słonecznego (rys. 206).

Obliczenia komputerowe były wykonane w Centrum Informatycznym Uniwersytetu Warszawskiego na maszynie elektronicznej IBM-3090 przez zespół pracowników: mgr Annę Górąj, mgr Teresę Desperat i mgr Grażynę Woźniakowską pod kierunkiem mgr Hanny Złomaniec. Autorzy serdecznie dziękują za modyfikację programów i poprawne wykonanie wszystkich obliczeń.

SPIS TREŚCI (9)

PRZEDMOWA	5
I. WSTĘP	9
II. ZASTOSOWANE METODY BADAŃ KLIMATU MIAST	12
1. Badanie zależności miejskiej wyspy ciepła od stanu atmosfery	13
2. Ekstrema roczne miejskiej wyspy ciepła i daty ich występowania	15
3. Oddzielenie deformacji pola temperatury powietrza przez ukształtowanie powierzchni Ziemi i miasta	16
III. WPLYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA POLE TEMPERATURY POWIETRZA	18
1. Profile temperatury powietrza w Europie	18
2. Profile temperatury powietrza w Polsce	20
IV. CECHY TERMICZNE KLIMATU MIAST W POLSCE	48
1. Zmiany roczne temperatury powietrza w latach 1951-1990	48
2. Przestrzenne zróżnicowanie temperatury powietrza w Polsce	50
V. DEFORMACJA POLA TEMPERATURY POWIETRZA PRZEZ MIASTO	106
1. Wpływ zabudowy na różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem	107
2. Zależność różnic temperatury powietrza od stanu atmosfery	108

3.	Wpływ miejskiej wyspy ciepła na procesy przewietrzania Warszawy	110
VI.	ZMIANY DOBOWE MIEJSKIEJ WYSPI CIEPŁA W WARSZAWIE	165
1.	Terminy powstawania i zaniku miejskiej wyspy ciepła	166
2.	Intensywność miejskiej wyspy ciepła w godzinach wieczornych i nocnych	168
3.	Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu miejskiej wyspy ciepła	170
VII.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU MIAST W EUROPIE W XVII-XXI WIEKU	272
1.	Metody identyfikacji przyczyn zmian klimatu	272
2.	Wpływ parametrów Układu Słonecznego na aktywność Słońca, erupcje wulkanów i klimat Ziemi	275
3.	Antropogeniczne zmiany klimatu w XVII-XXI wieku	282
VIII.	ZAKOŃCZENIE	301
	LITERATURA	309
	SUMMARY	313

Ważniejsze wyniki badań

Głównym celem pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Propozycję rozwiązania tego problemu przedstawiono na przykładzie Warszawy – miasta nizinnej, położonego w środkowej Europie na Nizinie Mazowieckiej ($\varphi = 52,1^\circ$, $\lambda = 21,0^\circ$, $H = 110$ m n.p.m.).

1. Najpierw dokonano oceny wpływu położenia geograficznego na cechy termiczne miast w Europie – ze szczególnym uwzględnieniem Polski. Z modeli statystycznych różnoskalowych: wielkoskalowych (Europa) i średnioskalowych (Polska) wynika, że w kształtowaniu klimatu miast (także największych) dominują czynniki naturalne: szerokość geograficzna warunkująca strefowość klimatu, odległość od Oceanu Atlantyckiego (ocieplający wpływ w zimie mas powietrza polarnomorskiego) i wysokość n.p.m. Strefowość klimatu jest głównie deformowana przez Ocean Atlantycki i góry. W miastach „nizinnych” Europy Zachodniej dominuje oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza, a w Europie Wschodniej – wpływ łądu Azji. Pole temperatury powietrza w miastach położonych na południe i północ od nizin europejskich jest głównie zdeformowane przez wysokość n.p.m. Najbardziej go deformują kotliny śródgórskie w Alpach, Karpatach, Sudetach.

Z modeli symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Europie wynika też znaczny udział czynników antropogenicznych w kształtowaniu klimatu miast. Różnice temperatury powietrza między zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów regresji 4. stopnia względem czynników geograficznych $T = f(\varphi, \lambda, H)$ świadczą o dość dużej roli powierzchni sztucznych – głównie w dużych miastach. W przypadku Warszawy ta różnica jest rzędu 1°C , mimo że wyróżnia się jako cieplejsza Nizina Mazowiecka.

2. Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się przede wszystkim wyższą temperaturą minimalną (w nocy jest znacznie cieplejsza); dłuższym okresem bezprzymrozkowym i wegetacyjnym, mniejszą wilgotnością względną i większym niedosytem wilgotności powietrza, większym zachmurzeniem nieba i mniejszą liczbą dni pogodnych, większymi sumami opadów atmosferycznych, mniejszą liczbą dni z mgłą (mniej inwersji termicznych) oraz znacznie mniejszą prędkością wiatru, mniejszą liczbą dni z wiatrem silnym, większą liczbą dni z wiatrem bardzo słabym i większym udziałem dni bezwietrznych (Stopa-Boryczka 1992).

Pomiary elementów meteorologicznych w obrębie miasta (w kilku punktach) i na jego peryferiach umożliwiły określenie zmian rocznych i dobowych miejskiej wyspy

ciepła w Warszawie. Określono deformację pola temperatury powietrza w skali całego miasta jak też jego fragmentów: o zabudowie zwartej, luźnej i zieleni parkowej. Sporo miejsca w pracy poświęcono więc zróżnicowaniu cech termicznych klimatu w skali lokalnej – wpływowi rodzaju zabudowy, konfiguracji budynków, terenów zielonych na miejską wyspę ciepła.

Novum w literaturze stanowi wszechstronna charakterystyka zmian dobowych miejskiej wyspy ciepła w Warszawie przedstawiona na przykładzie anomalnego – upalnego roku 1992. Istotne znaczenie poznawcze mają terminy pojawiania się i zaniku miejskiej wyspy ciepła, jak również jej intensywność zależnie od warunków pogodowych. Interesujące jest określenie przy jakiej cyrkulacji powietrza, różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem są największe np. $> 3^{\circ}\text{C}$. Po prostu stwierdzono jakie sytuacje pogodowe sprzyjają dużej intensywności miejskiej wyspy ciepła.

Dni o maksymalnej różnicy temperatury powietrza (ΔT_{max}) między śródmieściem Warszawy i peryferiami w roku 1992 i ich charakterystykę meteorologiczną zestawiono w tabeli, gdzie podano: godziny wystąpienia maksymalnej różnicy temperatury powietrza (ΔT_{max}), typ cyrkulacji wg Lityńskiego, temperaturę powietrza na Okęciu (T), zachmurzenie (N), prędko wiatru (v) i jego kierunek.

Interesujące jest, że miejska wyspa ciepła w Warszawie o maksymalnej intensywności (największej różnicy dodatniej temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami) wystąpiła w dniach o cyrkulacji antycyklonalnej (wyżowej) – przy największej insolacji. Największe różnice temperatury powietrza $\Delta T = 9, 1^{\circ}\text{C}$ zanotowano w dniach 30 VII. i 17 VIII 1992 r. przy typie cyrkulacji SW_A. Kontrast termiczny między miastem i jego okolicami szczególnie nasila się przy frontach chłodnych w godzinach, późnowieczornych i nocnych (tab. 1).

Dzienna wyspa ciepła jest najintensywniejsza w zimie w śródmieściu (w zabudowie zwartej i zieleni parkowej). W nocy miasto wychładza się mniej niż jego otoczenie. Wskazują na to różnice temperatury powietrza (styczeń, kwiecień, lipiec, październik 1992). Miasto w nocy jest znacznie cieplejsze od otoczenia średnio temperatura minimalna jest do 2°C większa. Miejska wyspa ciepła w zimie występuje prawie przez całą dobę. Natomiast w lecie nasila się ona od wieczora do rana. W godzinach okołopołudniowych różnice temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami są niewielkie (wyrównanie temperatury powietrza).

Tabela 1. Dni o maksymalnej różnicy temperatury powietrza (ΔT_{max}) między śródmieściem Warszawy i jej peryferiami

Table 1. Days with highest air temperature differences (ΔT_{max}) between downtown Warsaw and its peripheries.

1992	Godz.	ΔT_{max}	Cyrkulacja	$T^{\circ}\text{C}$	N	v [m/s]	Kierunek	
23	1	5	6,8	OA	-16	0	1	W
26	11	24	4,4	OA	-1,1	2	1	S
2	111	4	8,4	WA	-1,7	2	0	C
6	IV	6	6,0	OC	-2,0	5	1	W
16	V	5	7,8	NA	5,8	1	1	SW
27	VI	5	8,5	OA	9,4	3	1	W
30	VII	1	9,1	SWA	9,2	0	1	S
17	VIII	6	9,1	SWA	8,1	2	2	S
10	IX	6	6,4	SWA	4,5	0	1	W
21	X	6	4,6	NW	-2,3	4	1	S
9	XI	20	5,1	OA	-3,8	0	1	S
26	XI	21	4,9	NA	-11,3	0	1	NW

3. Różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem: średniej dobowej ΔT , maksymalnej ΔT_{\max} , minimalnej ΔT_{\min} i dobowej amplitudy ΔA – zależnie od rodzaju powierzchni zestawiono w tabeli 2.

W mieście wahania dobowe temperatury powietrza są mniejsze niż poza miastem. Różnice dobowej amplitudy zmieniają się w ciągu roku od $\Delta A = -0,6^{\circ}\text{C}$ w styczniu do $\Delta A = -2,1^{\circ}\text{C}$ w lipcu i sierpniu. Zabudowa luźna mniej zniekształca dobowe wahania temperatury powietrza: różnica ΔA zmienia się od $-0,4^{\circ}\text{C}$ do $-1,2^{\circ}\text{C}$ (w tych samych miesiącach). Najmniejsze jednak dobowe wahania temperatury powietrza ΔA występują w zieleni parkowej: od $-0,2^{\circ}\text{C}$ w lutym do $-0,9^{\circ}\text{C}$ w sierpniu i wrześniu.

Tabela 2. Różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem dla różnego rodzaju powierzchni

Table 2. Temperature difference measurement for various kinds of surface

Powierzchnia	Ekstrema	ΔT		ΔT_{\max}		ΔT_{\min}		ΔA	
Miasto	Max	1	VII	0,2	II	2	VII	-2	VII
	Min	1	I	-0,1	I	1	I	-0	II
Zabudowa zwarta	Max	1	VII, VIII	0,3	II	2	VII, VIII	-0	VII, VIII
	Min	1	,II	-0,2	VIII	1	I	-1	I
Zabudowa luźna	Max	1	VIII, IX	0,1,	VI, V	1	VII	-1	VII, VIII
	Min	0	III	-0,1	X	1	I	-0	-0,4(I)
Zieleń parkowa	Max	1	VI, VII	0,6	IV	1	VII	-1	VIII, IX
	Min	1	XII	0,3	IX	1	I	-0	II

Sinusoidy opisujące zmiany roczne różnic temperatury powietrza ($\omega = \frac{2\pi}{365,25}$)

$$\Delta T = a + b \sin(\omega t + c)$$

między zabudową zwartą, luźną, zielenią parkową i otoczeniem świadczą o zależności amplitudy miejskiej wyspy ciepła od rodzaju powierzchni czynnej. Temperatura powietrza w zabudowie zwartej i kompleksach zieleni parkowej w śródmieściu najbardziej odbiega od średnich warunków termicznych Warszawy. Zabudowa zwarta cechuje się najwyższą temperaturą minimalną (różnice ΔT do $1,9^{\circ}\text{C}$) i najmniejszą dobową amplitudą ΔA (do $-2,1^{\circ}\text{C}$) względem otoczenia. Z kolei zieleń miejska wyróżnia się najwyższą temperaturą maksymalną – różnice ΔT_{\max} sięgają $0,6^{\circ}\text{C}$ i największą amplitudą do $-0,9^{\circ}\text{C}$ względem otoczenia.

Z przeprowadzonej analizy wynika, że zabudowa zwarta w śródmieściu Warszawy najbardziej deformuje pole temperatury powietrza, podwyższając średnią temperaturę powietrza, zwłaszcza minimalną, w 5-leciu 1961- 1965 do $1,9^{\circ}\text{C}$, w poszczególnych latach do $2,6^{\circ}\text{C}$, a w pojedynczych dniach do 9°C , zmniejszając dobowe wahania temperatury powietrza do $-2,1^{\circ}\text{C}$. Podczas upalnego lata 1992 r. średnie miesięczne różnice osiągały skrajne wartości od $-4,1^{\circ}\text{C}$ w sierpniu do $-0,4^{\circ}\text{C}$ w lipcu.

4. Istotny wpływ na pionowy i poziomy ruch powietrza w mieście ma stratyfikacja atmosfery. Nierównomierne ogrzewanie się miasta w ciągu dnia (zwłaszcza słonecznego) tj. silne nagrzewanie się oświetlonych ścian budynków, a powolne terenów zacienionych i zieleni parkowej sprzyja powstawaniu równowagi chwiejnej powietrza.

Równowaga chwiejna powietrza przy kontrastach termicznych podłoża sprzyja rozwojowi prądów konwekcyjnych i turbulencji – wzmaga pionową wymianę powietrza. Jest to proces samooczyszczania się miasta – odprowadzania pyłów i innych substancji gazowych na większe wysokości. Innym mechanizmem samooczyszczania się miasta z pyłów przemysłowych jest poziomy ruch powietrza, wynikający z różnicy

temperatury powietrza między centrum i peryferiami. Odgrywa on dużą rolę przy słabych wiatrach i ciszach (bryza miejska). Na peryferiach miasta – przy małych prędkościach wiatru i czystym niebie często występują inwersje temperatury powietrza (w nocy przy równowadze stałej powietrza), powodujące stagnację chłodnego powietrza przy gruncie. Miejska wyspa ciepła nie sprzyja inwersjom temperatury powietrza, którym towarzyszą mgły – duża koncentracja aerozoli. Miejska wyspa ciepła wzmacnia pionową turbulencyjną dyfuzję zanieczyszczenia powietrza, zmniejszając zawartość aerozoli w przyziemnej warstwie atmosfery (Stopa-Boryczka, 1992).

W aspekcie zanieczyszczeń powietrza, najbardziej niekorzystne są warunki równowagi stałej powietrza – silne inwersje temperatury powietrza.

Hamują one konwekcję i pionowy turbulencyjny ruch powietrza. Z radiosondaży atmosfery, wykonanych w Legionowie w latach 1954-1959 wynika, że średnio w roku jest 265 dni z inwersją temperatury powietrza, w tym jest 156 dni z inwersją przyziemną

i 109 dni z inwersją w swobodnej atmosferze, kiedy to temperatura wzrasta ku górze od pewnego poziomu (Nowosielski 1959).

Liczba dni z inwersją zależy od pory roku:

Inwersje	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Przyziemne	39,2	51,2	38,4	27,2
Wysokie	28,4	13,2	26,8	40,6

Częstość inwersji przyziemnych (pochodzenia radiacyjnego) jest największa w lecie, a inwersji wysokich (pochodzenia frontowego) w zimie.

Inwersje przyziemne i wysokie występują przeważnie w masach powietrza kontynentalnego (PPk). Ponadto 50% inwersji przyziemnych jest obserwowanych przy niebie bezchmurnym, a połowa z nich – podczas pochmurnego nieba. Prawdopodobieństwo inwersji w ciągu nocy bezchmurnej jest bliskie 100%, a w dni o zachmurzeniu konwekcyjnym – zanikającym wieczorem lub przy chmurach wysokich, które nie hamują wypromieniowania Ziemi – ponad 50%.

Należy podkreślić, że inwersjom temperatury powietrza towarzyszą zwykle małe prędkości wiatru lub cisze, przy których poziomy i pionowy turbulencyjny ruch powietrza jest niewielki. Sprzyjają one więc dużej koncentracji pyłów i SO_2 w przyziemnej warstwie powietrza (aerozoli). Na przykład dwutlenek siarki SO_2 łącząc się z kropelkami mgły tworzy kwas siarkawy H_2SO_3 , a w tkankach roślin – kwas siarkowy H_2SO_4 .

Spadek częstości inwersji przyziemnych w miastach należy zatem do pozytywnych skutków miejskiej wyspy ciepła.

Na wyższych poziomach nad miastem mogą być odmienne dobowe i roczne zmiany wyspy ciepła. W godzinach popołudniowych, powietrze nad miastem ogrzewa się szybciej niż w jego otoczeniu. Wywołane jest to intensywniejszym odprowadzeniem ciepła do góry drogą wzmożonej konwekcji i turbulencji.

Stwierdzone prawidłowości oddziaływania powierzchni sztucznych (miasta) na stan atmosfery w ciągu doby czy też roku można wykorzystać w prognozach antropogenicznych zmian klimatu. Przy rozbudowie miast np. w projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych.

Na podstawie empirycznych wzorów – równań prostych, parabol, sinusoid i hiperpłaszczyzn regresji można ekstrapolować deformację pola temperatury powietrza przez miasto. Można oszacować różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem wstawiając odpowiednie wartości zmiennych meteorologicznych. Istnieje więc możli-

wość prognozowania np. temperatury powietrza w dzielnicach miasta – przy projektowaniu nowej zabudowy. Można oszacować temperaturę powietrza tam, gdzie nigdy nie prowadzono żadnych pomiarów meteorologicznych. Przykładem może być opracowanie prognozy projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białoleśce Dworskiej – pracy wykonanej w ramach tematu rządowego (Stopa-Boryczka 1992).

Tego rodzaju empiryczne wzory wyznaczone dla różnego typu zabudowy i zieleni miejskiej częściowo już wykorzystano w interpolacji – przy konstrukcji izarytm w terenie zabudowanym Warszawy (Stopa- Boryczka, 1992).

5. Innym rozwiązywanym problemem są naturalne zmiany klimatu i identyfikacja ich przyczyn. Uzasadniono tezę, że współczesne wahania klimatu są wypadkową: aktywności Słońca (mającej wpływ na cyrkulację atmosferyczną) i erupcji wulkanów (absorpcji promieniowania słonecznego przez pył wulkaniczny). Wskazano dwa rodzaje pośredniego oddziaływania Układu Słonecznego na klimat Ziemi:

- parametry US → aktywno Słońca → cyrkulacja atmosferyczna
- parametry US → erupcje wulkanów → promieniowanie słoneczne

Wykazano, że erupcje wulkanów podobnie do aktywności Słońca są zjawiskiem periodycznym, kształtowanym przez zmiany parametrów Układu Słonecznego. Takimi parametrami m.in. są przyspieszenie Słońca względem środka masy US i wypadkowa sił przyptywowych na Słońcu, wywołanych przyciąganiem grawitacyjnym największych planet (olbrzymów).

Identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu dokonano zgodnie z zasadą „widma oscylacji – cykle zmian – przyczyn i skutków są zbliżone”. Postępu w identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu dokonano dzięki nowej metodzie badań okresowości, tj. metodzie „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998).

Okazało się, że widma oscylacji: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek Europy, cyrkulacji atmosferycznej są zbliżone, a także do widm oscylacji parametrów Układu Słonecznego (tab. 3). We wszystkich widmach oscylacji dominują okresy obiegu dookoła Słońca największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) i okresy ich wzajemnego takiego samego położenia (wyrażone w latach kalendarzowych):

Table 3. Okresy wzajemnego położenia największych planet (lat)
Table 3. Periods of mutual identical positions of the giants (years)

Planety	Jowisz	Saturn	Uran	Neptun
Jowisz	11,862			
Saturn	19,858	29,458		
Uran	13,812	45,364	84,015	
Neptun	12,782	35,87	171,4	164,7

Znamienne jest, że okresy te są obecne w widmach oscylacji temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1990 (średnie konsekwentne 12 miesięczne), aktywności Słońca w latach 1700-1980 (liczb Wolf’a) i erupcji wulkanów w latach 1680-1980: wskaźnika zapylenia wulkanicznego $\lg DVI$ (Dust Veil Index), wskaźnika aktywności wulkanicznej $\lg I = \lg\left(\frac{DVI}{\Delta t}\right)$, gdzie Δt jest odstępem czasu między kolejnymi erupcjami. Oto najsilniejsze cykle (o największych amplitudach) widm oscylacji (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)(tab. 4):

Tabela 4, Cykle najsilniejsze w ciągach czasowych temperatury powietrza, liczb Wolfa i erupcji wulkanów
Table 4, The strongest cycles in the time series of air temperature, Wolf number and volcanic eruptions

Temperatura		Liczby Wolfa		Erupcje wulkanów			
				lg DVI		lg I	
Okres	R	Okres	R	Okres	R	Okres	R
12,1	0,10	12,1	0,27	11,4	0,31	11,7	0,29
12,8	0,16	12,8	0,17	13,3	0,28	12,7	0,26
14,0	0,14	13,8	0,09	13,9	0,18	15,2	0,29
17,7	0,14	21,4	0,11	19,8	0,25	21,2	0,32
29,8	0,05	28,5	0,12	30,4	0,19	28,4	0,28
34,7	0,04	36,9	0,08	38,6	0,22	40,8	0,24
42,2	0,10	45,5	0,14	52,2	0,17	757	0,33
103,8	0,09	98,3	0,33	791,8	0,34	90,5	0,25
220,7	0,43	187,1	0,20	223,8	0,23	221,5	0,35

Istnieje też zbieżność krótszych silnych cykli (tab. 5)

Tabela 5, Charakterystyka krótkich cykli
Table 5, Characteristics of short strong cycles

	Okres	R	Okres	R	Okres	R
Temperatura powietrza	4,16	0,17	7,75	0,23	11,17	0,10
Aktywność Słońca	-	-	7,4	0,10	0,10	0,32
Aktywność wulkaniczna (lg DVI)	4,0	0,33	7,9	0,23	11,4	0,31
Aktywność wulkaniczna (lg I)	3,9	0,29	8,0	0,32	11,2	0,22
Przyspieszenie Słońca	3,9	0,28	7,8	0,27	-	-

Nie oczekiwano tak dużego podobieństwa między maksimumami lokalnymi gęstych widm oscylacji (cyklami): temperatury powietrza, aktywności Słońca, erupcji wulkanów i parametrów Układu Słonecznego ze względu na procesy deterministyczno-stochastyczne zachodzące na Słońcu i Ziemi (w atmosferze).

W ostatnich dwóch stuleciach (1779-1990), temperatura powietrza w Warszawie wzrastała średnio o 0, 6°C/100 lat:

$$T = 6,93 + 0,006460 t, \quad R = 0,42$$

Ta tendencja wzrostowa temperatury powietrza jest wypadkową nakładania się dwóch naturalnych cykli: 103,8 lat i 220,7 lat (na podstawie ciągu chronologicznego 1779– 1979 otrzymano trochę krótsze cykle: 89,7 lat i 195,2 lat, pozostałe – takie same).

Podczas maksimumów aktywności Słońca obserwuje się wyższą temperaturę powietrza niż w latach spokojnego Słońca. Minimum wiekowe temperatury powietrza przypada na najdłuższy cykl 11- letni aktywności Słońca (1811-1823). Natomiast maksimum krzywej trendu czasowego temperatury przypada w pobliżu maksimum absolutnego aktywności Słońca (1957 r.). Minimum wiekowe temperatury powietrza wystąpiło podczas wzmoczonej aktywności wulkanicznej Ziemi: 1815 – wybuch wulkanu Tambora (Indonezja) o DVI = 3000, 1835 Coseguina (Nicaragua) o DVI = 4000. Najdłuższe cykle temperatury powietrza: 103,8 i 220,7 lat są zbliżone do najdłuższych cykli aktywności Słońca: 96,3 i 187,1 lat oraz erupcji wulkanów: lgDVI – 91,8 i 223,8 lat, lg I – 90,5

i 221,5 lat. To ocieplenie się klimatu w ostatnich dwóch stuleciach o 0,6°C/100 lat jest wywołane głównie wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej.

Aktywność Słońca w latach 1700–1980 wzrastała średnio o 9,5/100 lat:

$$W = 34,73 + 0,0948 t, \quad R = 0,20$$

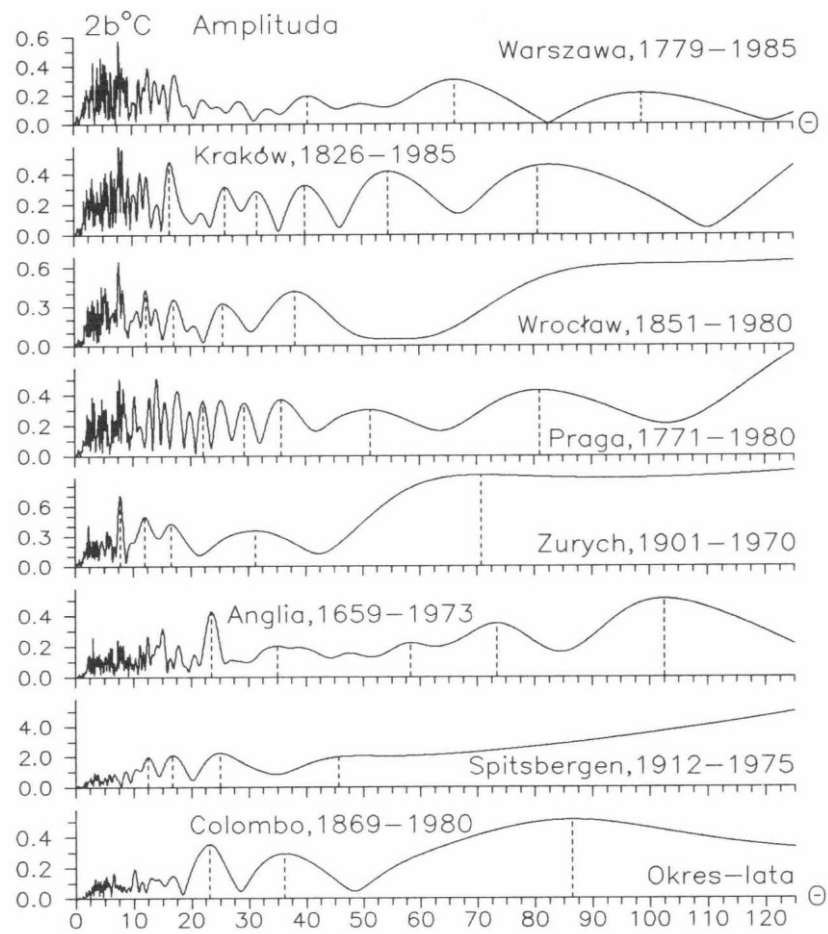
Ponadto tendencja wiekowych zmian erupcji wulkanów w latach 1680-1980 jest malejąca – zarówno wskaźnika Dust Veil Index, jak też wskaźnika aktywności wulkanicznej $I = \frac{DVI}{\Delta t}$. Natomiast średnio biorąc, wzrastają odstępy czasu między erupcjami wulkanów Δt . Miarą antropogenicznych zmian temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach jest składnik liniowy $\Delta T = at$ trendu czasowego temperatury powietrza – część która pozostaje po eliminacji kilkunastu naturalnych cykli (rytmów) temperatury. Składnik antropogenicznych zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 wynosi $a = 0,15^\circ\text{C}/100 \text{ lat}$. Wynika on głównie z rozbudowy miasta – z miejskiej wyspy ciepła (większa akumulacja ciepła przez zabudowę, pyły przemysłowe i CO_2). O właściwej identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu świadczy zgodność prognoz klimatologicznych i astronomicznych na XXI wiek. W prognozach klimatologicznych $T = f(t)$ nałożono na siebie 15 cykli temperatury powietrza o największych amplitudach obecnych w widmie oscylacji. Natomiast w prognozach astronomicznych rozwinęto ciąg chronologiczny w szereg Taylora (wg najmniejszych kwadratów) względem czterech parametrów Układu Słonecznego $T = f(G, \cos \gamma, z, Z)$. Obydwie krzywe wiekowych zmian temperatury powietrza w Warszawie w stuleciu XXI znajdują się poniżej średniej z lat 1779-1979. W połowie tego wieku XXI można oczekiwać pewnego ochłodzenia klimatu. Nie będzie ono jednak zbyt duże (takie, jak na przełomie XVIII-XIX wieku) ze względu na składnik antropogeniczny wskazujący wzrost temperatury o 0,15°C/100 lat.

Gęste widma oscylacji temperatury powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Pradze, Zurychu, Anglii środkowej i Colombo oraz opadów atmosferycznych w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Colombo i Nauru – w paśmie 0,25-125 lat przedstawiono na rys. 1-2.

Gęste widma oscylacji cyrkulacji atmosferycznej: wschodniej, zachodniej, południkowej, cyklonalnej i strefowej – w paśmie 0,25-125 lat oraz aktywności Słońca, aktywności geomagnetycznej, i erupcji wulkanów t w paśmie 2,1-250 lat przedstawiono na rys. 3-4

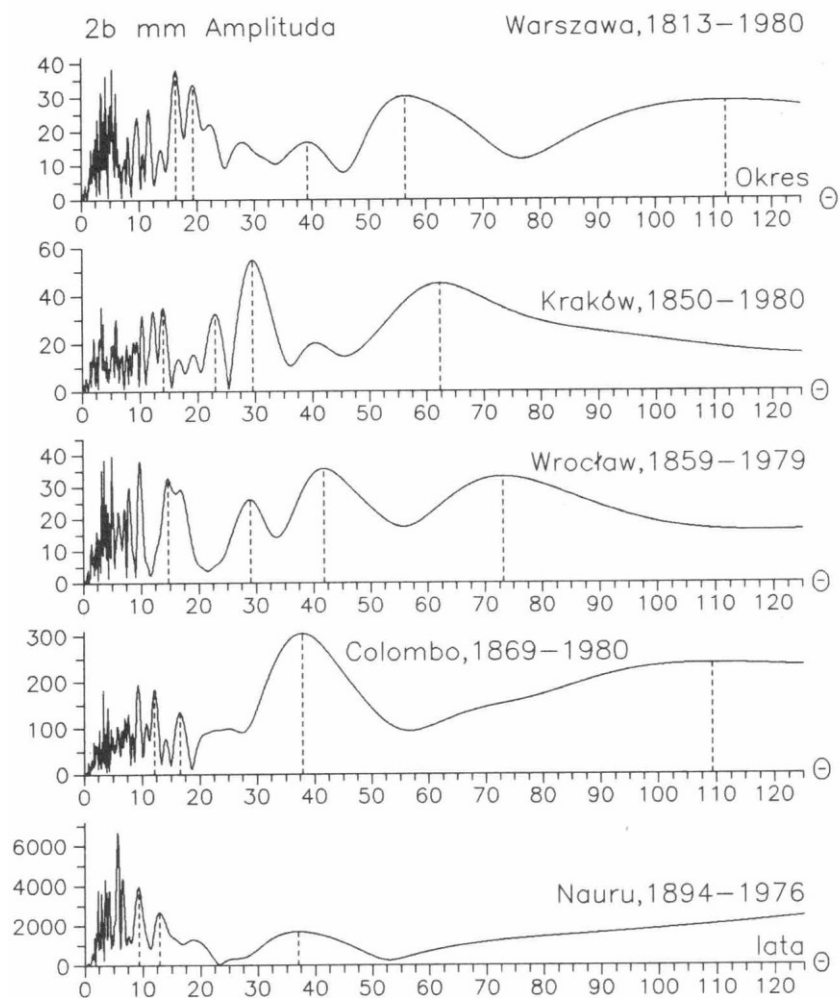
Ponadto przedstawiono naturalne zmiany temperatury powietrza w Warszawie (1700-2100): cykl 89,7 lat, cykl 195,2 lat, ich wypadkowa (linia ciągła), prosta regresji o nachyleniu 0,6 °C/100lat (rys. 5) i zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie w latach 1700-2100: A – prognoza wg naturalnych cykli $T = f(t)$, B – prognoza wg zmian parametrów Układu słonecznego $T = f(G, \cos \gamma, z, Z)$ (rys. 6).

Wykresy (rys. 1-6)

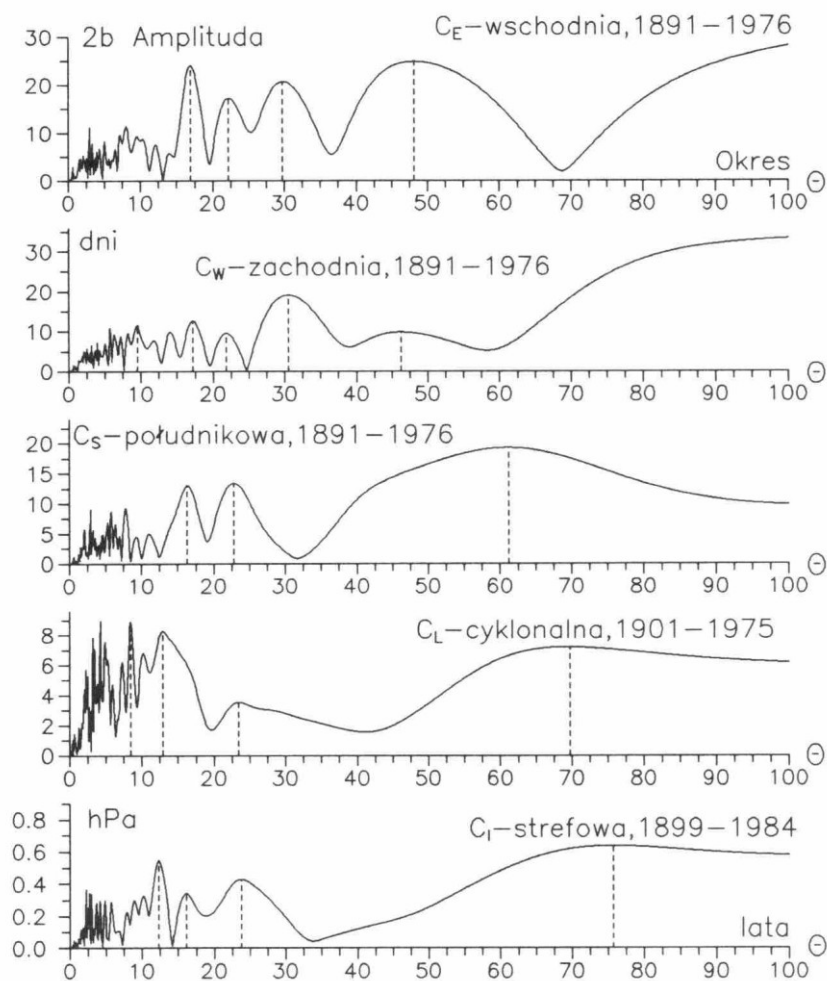


Rys. 1 Gęste widma oscylacji temperatury powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Pradze, Zurychu, Anglii środkowej i Colombo – w paśmie 0,25-125 lat

Fig. 1. Dense spectra of oscillation of the air temperature in Warsaw, Cracow, Wrocław, Prague, Zurich, England and Colombo in the strip 0.25-125 years

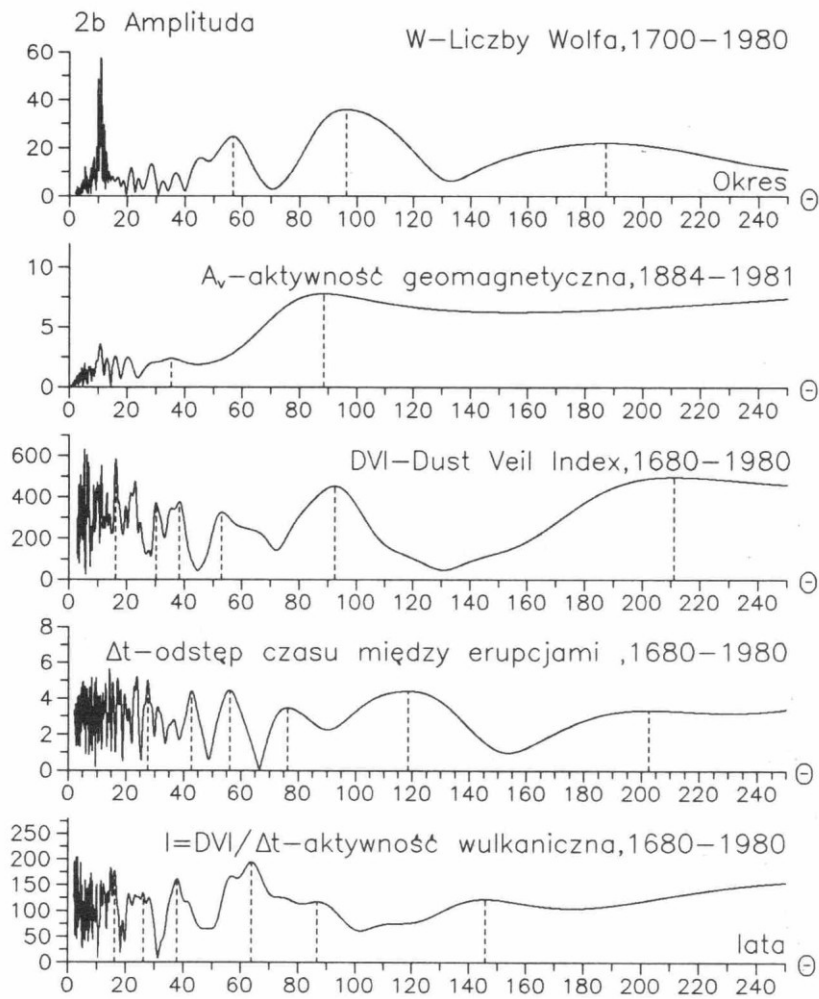


Rys. 2. Gęste widma oscylacji opadów atmosferycznych w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Colombo i Nauru – w paśmie 0,25-125 lat
Fig. 2. Dense spectra of oscillation of the precipitation in Warsaw, Cracow, Wrocław, Colombo and Nauru in the strip 0.25-125 years



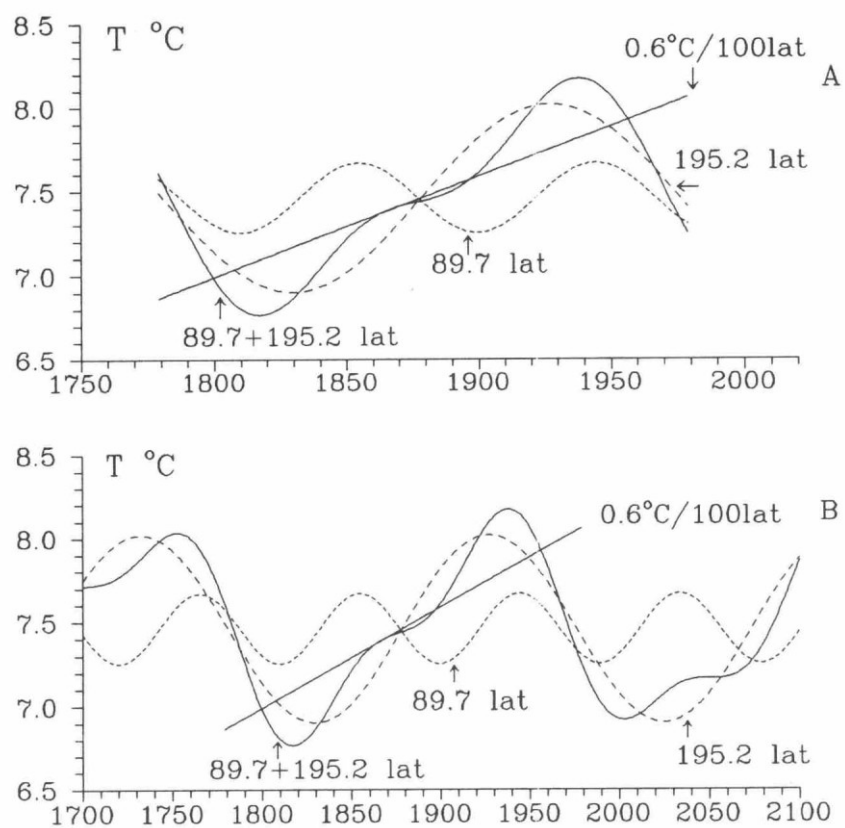
Rys. 3. Gęste widma oscylacji cyrkulacji atmosferycznej: wschodniej, zachodniej, południkowej, cyklonalnej i strefowej – w paśmie 0,25-125 lat

Fig. 3. Dense spectra of oscillation of the circulation eastern, western, meridional, cyclonal and sonal in the strip 0.25-125 years



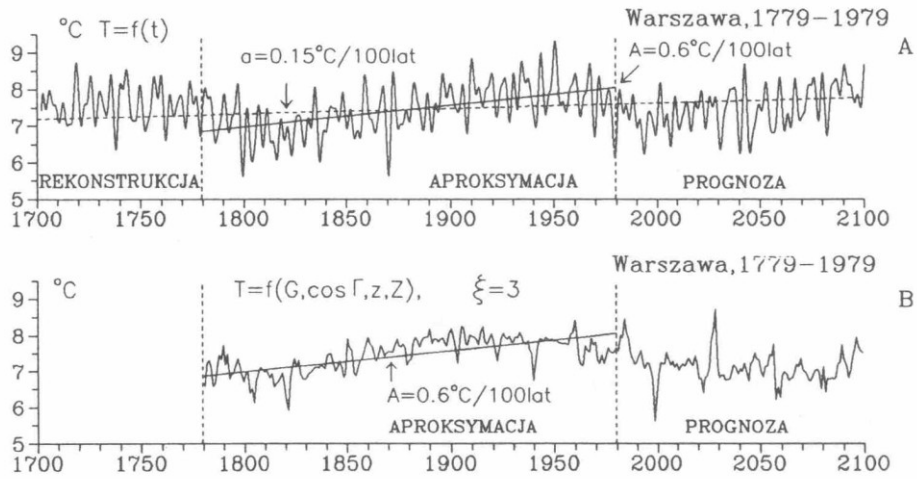
Rys. 4. Gęste widma oscylacji aktywności Słońca, aktywności geomagnetycznej, i erupcji wulkanów – wskaźnika zapylenia wulkanicznego Dust Veil Index (*DVI*), odstępów czasu między kolejnymi erupcjami (Δt) i aktywności wulkanicznej $I = DVI / \Delta t$ w paśmie 2,1-250 lat

Fig. 4. Dense spectra of solar activity, geomagnetic activity and volcanic eruption (Dust Veil Index – *DVI*), the time interval between volcanic eruptions (Δt) and volcanic activity $I = DVI / \Delta t$ in the strip 2.1-250 years



Rys. 5. Naturalne zmiany temperatury powietrza w Warszawie (1700-2100): cykl 89,7 lat, cykl 195,2 lat, ich wypadkowa (linia ciągła), prosta regresji o nachyleniu 0,6 °C/100lat

Fig. 5. Natural changes of the air temperature in Warsaw (1700-2100): cycle 89,7 years, cycle 195,2 years, its resultant (solid line) and line of regression with a slope of curve = 0,6 °C/100 years



Rys. 6. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie w latach 1700-2100: A – prognoza wg naturalnych cykli $T = f(t)$, B – prognoza wg zmian parametrów Układu słonecznego $T = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$. wypadkowy (naturalny i antropogeniczny) wzrost temperatury o $A = 0,6$ oC/100 lat. Składnik antropogeniczny $a = 0,15$ oC/100 lat

Fig. 6. Secular changes of the air temperature in Warsaw in years 1700-2100: A – forecast according to natural cycles $T = f(t)$, B – forecast according to changes parameters of Solar System $T = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$. Resultant (natural and anthropogenic) increase of the air temperature when $A = 0,6$ oC/100 years. Anthropogenic component $a = 0,15$ °C/100 years

3.10. Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie

Tom X. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1997, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 220

Celem pracy jest określenie zakres oddziaływania aktywności Słońca na cyrkulację atmosferyczną w Europie. Analizie statystycznej poddano ciągi chronologiczne: aktywności Słońca – liczb Wolfa (1700-1993) i cyrkulacji atmosferycznej – wschodniej, zachodniej, południkowej (1881-1976, wg klasyfikacji Wangenheima), strefowej (1899-1984) i cyklonalnej (1901-1975) wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein.

Problem rozwiązano dzięki zastosowaniu oryginalnej metody J. Boryczki (1983) wykrywania krótkich, średnich i długich cykli badanych zmiennych. Identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu można dokonać zgodnie z zasadą, iż gęste widma oscylacji skutków (zmiennych klimatologicznych) i przyczyn (zmiennych astronomicznych) powinny być zbliżone.

Ogromne znaczenie dla wyjaśnienia współczesnych wahań klimatu ma synchroniczność – cykli cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca. Cyrkulacja atmosferyczna jest bowiem ogniwem przenoszenia zmian zachodzących na Słońcu na Ziemię. Sam mechanizm fizyczny tego przenoszenia nie jest obecnie dobrze znany. Hipotezy B. Haurwitza (1946) – o roli ozonu w strefie międzyzwrotnikowej w kształtowaniu ogólnej cyrkulacji atmosferycznej i L.R. Raki-powej (1960) – o wpływie cyklu 11-letniego aktywności Słońca na stan jonosfery i ruch anty-cyklonów i cyklonów nie są wystarczające. Hipotezy te potwierdza cykl 11,4-letni cyrkulacji południkowej. Silne są również (o dużych amplitudach) cykle o długościach 9,1-13,4 lat cyrkulacji strefowej. Cyrkulacja wschodnia i zachodnia ulega cykliczności ok. 30-letniej, zbliżonej do najsilniejszego cyklu dyspersji masy względem środka masy Układu Słonecznego – 29,5 lat. Jest to jednocześnie cykl planetarny – okres obiegu drugiej dużej planety – Saturna – 29,46 lat i jego położenia względem Urana – 35,87 lat. Jest to także statystyczny cykl 28,9-letni aktywności Słońca w latach 1700-1993. Analogicznej cykliczności ok. 30-letniej ulega cyrkulacja strefowa (wg innej klasyfikacji Osuchowskiej-Klein). Cykl ok. 30-letni cyrkulacji atmosferycznej kształtowany prawdopodobnie przez cykle tej samej długości aktywności Słońca i parametrów Układu Słonecznego (przez cykle planetarne) świadczy o realnym istnieniu cyklu 35-letniego Brücknera opadów atmosferycznych. Na uwagę zasługują cykle najdłuższe cyrkulacji południkowej (77,4-85,8) i strefowej (74,9-76,3).

Cykle te o dość dużych amplitudach kształtowały klimat Europy w ostatnim stuleciu.

Cyrkulacja atmosferyczna: wschodnia, zachodnia, południkowa (1891-1976), cyklonalna (1901-1975), strefowa (1899-1984) w przedziałach obserwacji ulegała systematycznym zmianom. Znamienny jest bardzo duży wzrost liczby dni z cyrkulacją wschodnią. Odpowiednio obserwuje się bardzo duży spadek liczby dni z cyrkulacją zachodnią. Maleje również liczba dni z cyrkulacją cyklonalną. Obserwuje się też spadek cyrkulacji cyklonalnej zwłaszcza w zimie.

Przygotowany przez Zespół pracowników Zakładu Klimatologii X tom *Atlasu* wyjaśnia przyczyny naturalnych wahań klimatu związanych z aktywnością Słońca i zawiera oryginalne wyniki badań w odniesieniu do istniejącej wiedzy w zakresie przyczyn zmian klimatu.

W przedmowie prof. Jerzego Kondrackiego zwraca uwagę zdanie: *Rezultaty badań cykliczności czynników naturalnych i ich tendencji mogą być wykorzystane w innych naukach, jak np. hydrologii i biologii, w prognozowaniu zmian.*

SPIS TREŚCI (10)

PRZEDMOWA	5
I. STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU	7
1. Antropogeniczne zmiany klimatu	7
2. Naturalne zmiany klimatu	9
3. Prognoza zmian klimatu	11
II. NOWA METODA BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU	15
1. Teoretyczne podstawy analizy oscylacji i rzeczywistych cykli	15
2. Ocena realności cykli w tzw. eksperymencie Monte Carlo	18
III. CYKLICZNE WAHANIA I TENDENCJE AKTYWNOŚCI SŁOŃCA (1700-1993)	20
1. Średnie i długie cykle liczb Wolfa	23
2. Tendencja wiekowa aktywności Słońca	26
IV. CYKLICZNE WAHANIA I TENDENCJE CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W EUROPIE (wg klasyfikacji Wangenheima i Osuchowskiej-Klein)	72
1. Cyrkulacja wschodnia (1891-1976)	73
2. Cyrkulacja zachodnia (1891-1976)	76
3. Cyrkulacja południkowa (1891-1976)	78
4. Cyrkulacja cyklonalna (1901-1975)	80
5. Cyrkulacja strefowa (1899-1984)	83
V. ZAKOŃCZENIE	205
LITERATURA	211
SUMMARY	214

Ważniejsze wyniki badań

Nie rozwiązany dotąd problemem jest ustalenie przyczyn współczesnych, holoceńskich i plejstocenijskich wahań klimatu Ziemi – ochłodzeń i ociepleń. Jest nim też wyjaśnienie ostatniego globalnego ocieplenia klimatu (w ostatnich stuleciach). Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych (efektu cieplarnianego, wywołanego przez CO₂).

Hipoteza o antropogenicznych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu jest na ogół uzasadniona:

- tendencją rosnąca stężenia CO₂ w atmosferze,
- podnoszeniem się poziomu oceanów,
- równoległości krzywych wielowiekowych zmian temperatury powietrza i koncentracji CO₂ w rdzeniach lodów w holocenie (od 10 tys. lat) i plejstocenie (od 160 tys. lat, np. na stacji Wostok),
- spadkiem temperatury w stratosferze.

Hipotezę tę przyjmuje się jako założenie w modelach: bilansu ciepła, radiacyjno-konwekcyjnym, statystyczno-dynamicznym i modelu ogólnej cyrkulacji (MOC), i w prognozach – scenariuszach 2xCO₂ (o podwojonym stężeniu CO₂). Należy zauważyć, że to globalne ocieplenie klimatu może być spowodowane:

- tendencją rosnącą aktywności Słońca (od 1700 r.),
- tendencją malejącą aktywności wulkanicznej (od 1680 r.), które są silnie skorelowane z silami grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce, z planetarnymi pływami na Słońcu – z koncentracją masy w Układzie Słonecznym.

Zależność liczb Wolfa (W) i temperatury powietrza (T) w Warszawie (1779-1979) od parametrów Układu Słonecznego wskazują równania regresji liniowej:

$$\begin{aligned} W &= 83,94 - 3,389 G + 244,25 \gamma - 5,732 Z + 81,58 z, & R &= 0,47 \\ T &= 8,026 - 0,0517 G - 0,0341 \gamma - 0,362 Z + 0,3455 z, & R &= 0,38 \end{aligned}$$

względem G – wypadkowej siły grawitacji planet, γ – cosinusa kąta między promieniami wodzącymi środka masy i środka geometrycznego US; Z, z – odległości środka geometrycznego i środka masy US od płaszczyzny ekliptyki. Natomiast wielomian 3-go stopnia regresji liczb Wolfa (1749-1980) względem tych 4 parametrów Układu Słonecznego $W = f(G, \gamma, Z, z)$ cechuje się współczynnikiem korelacji wielokrotnej $R = 0,77$.

Obserwowany jest szybki wzrost aktywności Słońca, kształtującej cyrkulację atmosferyczną (ruch cyklonów i antycyklonów w ich zależkowych fazach poprzez jonosferę). Aktywność Słońca wzrasta średnio: w latach 1700-1993 – o 11,4/100 lat, w latach 1749-1993 – o 11,9/100 lat, a w latach 1779-1993 – o 15,3/100 lat.

Te rosnące tendencje aktywności Słońca opisują równania prostych regresji:

$$\begin{aligned} W &= 32,85 + 0,1143 t, & r &= 0,24, & & 1700-1993 \\ W &= 38,05 + 0,1186 t, & r &= 0,20, & & 1749-1993 \\ W &= 24,23 + 0,1530 t, & r &= 0,31, & & 1779-1993 \end{aligned}$$

Trzeba zauważyć, że aktywność Słońca w latach 1700-1993 wzrosła dwukrotnie (w odniesieniu do daty 1700), a w latach 1779-1993 – 2, 3-krotnie (w odniesieniu do daty 1779). Najślabszy 13-letni cykl 1811-1823 cechuje się średnią liczbą Wolfa 21,0, a najsilniejszy cykl 10-letni 1955-1964 – średnią 95,5.

Tendencja rosnąca średniej rocznej temperatury powietrza w latach 1779-1990 np. w Warszawie o 0,66 °C/100 lat:

$$T = 6,92 + 0,006572 t, \quad r = 0,57$$

wywołana jest prawdopodobnie wzrostem aktywności Słońca.

Krzywe wiekowych zmian temperatury powietrza w Europie i na półkuli północnej (między równoleżnikami 30°N i 30°S, w warstwie atmosfery 850-350 hPa, Sazonow, Kłysik 1996) wykazują większe podobieństwo do krzywej wiekowych zmian liczb Wolfa niż do krzywej wiekowych zmian stężenia CO₂ w atmosferze (bez ekstremów). Minima wiekowe temperatury powietrza przypadają na lata minimów wiekowych aktywności Słońca – na najślabszy cykl 13-letni 1811-1823 i na maksimum aktywności wulkanicznej. W ostatnich dziesięcioleciach o wzmożonej aktywności Słońca cykl 11-letni temperatury powietrza uwidacznia się coraz bardziej (np. Zamość w latach 1951-1990). Po prostu w latach o wzmożonej aktywności Słońca notowane są wyższe wartości temperatury powietrza (większe przyrosty drewna w lasach – grubsze pierścienie drzew).

Aktywność Słońca w latach 1700-1993 ulegała cykliczności:

Okres Θ lat	Amplituda $2b$	R
8,1	37,4	0,16
8,4	39,0	0,17
9,5	30,1	0,13
10,0	96,6	0,42
10,5	89,1	0,39
11,0	120,1	0,53
12,0	64,3	0,28
12,7	31,0	0,14
28,9	28,6	0,12
43,2	30,1	0,13
52,7	45,8	0,20
101,6	69,0	0,30
192,1	51,0	0,22

Dla ustalenia przyczyn globalnego ocieplenia klimatu ważna jest synchroniczność cyklicznych wahań temperatury powietrza i aktywności Słońca, a także erupcji wulkanicznych. Szkoda, że takiej kilkunastoletniej, kilkudziesięcioletniej cykliczności nie ulega stężenie CO_2 w atmosferze. Nie ma obecnie możliwości porównania ekstremów wiekowych zmian temperatury powietrza i stężenia CO_2

Cykle te wg testu Fishera-Snedecora są istotne na poziomie istotności 0,01 ($n = 924$). Prawdopodobieństwo, że określonej długości cykl może być przypadkowy, jest mniejsze od 1%.

Interesujące jest porównanie dat maksimów cyklu 11-letniego aktywności Słońca z cyklami 11, 25-letnimi parametrów Układu Słonecznego: składowej siły grawitacji G_s (w kierunku środka geometrycznego US) i $\cos \gamma$ (cosinusa kąta między promieniami wodzącymi środka masy i środka geometrycznego):

Aktywność Słońca						
11,0 –letnie cykle	1926	1936	1948	1959	1970	1981
Obserwacje	1928	1927	1948	1957	1968	1979
Parametry US						
G	1926	1937	1948	1960	1971	1982
$\cos \gamma$	1926	1937	1948	1960	1971	1982

Maksimum aktywności Słońca (w tym cyklu) odpowiadają maksima parametrów G , $\cos \gamma$ (minimum kąta γ). Podczas maksimów siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce – składowej G_s , obserwuje się maksymalną aktywność Słońca. Maksymalna aktywność Słońca występuje w latach, których siły grawitacji planet i siły dynamicznego oddziaływania (związane z ruchem Słońca względem środka masy US) nakładają się (przy małym kącie γ).

Okres 192,1-letni aktywności Słońca jest zbliżony do okresów wiekowych parametrów Układu Słonecznego: składowej siły grawitacji planet G_s – 184,9 t, siły pływowej na Słońcu ΔG – 185,17 lat, odległości środka geometrycznego Z od ekliptyki – 211,8 lat. $\cos \gamma$ – 197,9 lat, przyspieszenia Słońca \acute{s} – 182,9 lat (Boryczka 1993).

Najsłabszy cykl 13-letni aktywności Słońca (1811-1823) od 1700 roku wystąpił podczas minimów absolutnych: składowej siły grawitacji planet G_s (w kierunku środka masy US, 1810 r.) i siły pływowej na Słońcu ΔG (1811). Data 1811 r. – to minimum absolutne odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca. Ekstrema absolutne aktywności Słońca: minimum (1823) i maksimum (1957) wystąpiły przy największej

odległości z środka masy Układu Słonecznego od płaszczyzny ekliptyki: 1823 – $z < 0$, 1957 – $z > 0$.

Podobieństwo gęstych widm oscylacji aktywności Słońca i parametrów Układu Słonecznego wspiera hipotezę K. P. Butusowa (1972) o wzmożonej turbulencji na Słońcu, wywołanej różnicą przyspieszeń zewnętrznych warstw Słońca i jego środka w ruchu dookoła środka masy Układu Słonecznego. Efektem tej wzmożonej turbulencji jest zmienność plam słonecznych. Znaczną rolę w kształtowaniu aktywności Słońca mogą też odgrywać planetarne siły pływowe na Słońcu, związane przede wszystkim z ruchem Jowisza (o okresie obiegu dookoła Słońca równym 11,86 lat) i dalszych największych planet: Saturna (29,46 lat), Urana (84,02 lat) i Neptuna (164,79 lat). W widmie oscylacji aktywności Słońca są obecne okresy wzajemnego położenia czterech największych planet (olbrzymów): 12,8, 13,8, 19,9, 35,9, 45,4 lat.

Ogromne znaczenie dla wyjaśnienia współczesnych wahań klimatu ma synchroniczność – cykli cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca. Cyrkulacja atmosferyczna jest bowiem ogniwem przenoszenia zmian zachodzących na Słońcu na Ziemię. Sam mechanizm fizyczny tego przenoszenia nie jest obecnie dobrze znany. Hipotezy B. Haurwitza (1946) – o roli ozonu w strefie międzyzwrotnikowej w kształtowaniu ogólnej cyrkulacji atmosferycznej i L. R. Rakiowej (1960) – o wpływie cyklu 11-letniego aktywności Słońca na stan jonosfery – i ruch antycyklonów i cyklonów nie są wystarczające.

Hipotezy te potwierdza cykl 11,4-letni cyrkulacji południkowej (C):

$$C = 7,02 + 2,741 \sin\left(\frac{2\pi}{11,4} t - 0,8040\right), \quad R = 0,32 \quad - \quad \text{Styczeń}$$

$$C = 6,21 + 1,98 \sin\left(\frac{2\pi}{11,4} t + 3,0608\right), \quad R = 0,24 \quad - \quad \text{Listopad}$$

Silne są również (o dużych amplitudach) cykle o długościach 9,1-13,4 lat cyrkulacji strefowej (C_1):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Θ	12,5	11,8	9,4	11,7	10,4	13,3	11,1	11,9	12,8	10,6	12,7	9,9
R	0,20	0,19	0,23	0,35	0,21	0,27	0,16	0,24	0,29	0,21	0,29	0,36

Cyrkulacja wschodnia (C_E) i zachodnia (C_W) ulega cykliczności ok. 30-letniej, zbliżonej do najsilniejszego cyklu koncentracji masy względem środka masy Układu Słonecznego $\Theta = 29,5$ lat, $R = 0,70$. Jest to jednocześnie cykl planetarny – okres obiegu drugiej dużej planety Saturna – 29,46 lat i jego położenia względem Urana – 35,87 lat. Jest to także istotny statystycznie cykl 28,9-letni aktywności Słońca w latach 1700-1993 ($R = 0,124$). Oto cykle ok. 30-letnie cyrkulacji wschodniej (C_E) i zachodniej (C_W):

	Cyrkulacja wschodnia		Cyrkulacja zachodnia		
	Θ	R		Θ	R
Wiosna	31	0,24	IV	35,5	0,37
Lato	30	0,29	VI	33,8	0,38
Jesień	31,3	0,40	VII	29,4	0,29
Zima	29,8	0,15	VIII	29,6	0,28
Półrocze chłodne (X-III)	30,3	0,27	X	31,5	0,38
Półrocze ciepłe (IV-IX)	30,5	0,30	XII	30,5	0,27

Wahania liczby dni z cyrkulacją zachodnią w tym cyklu o długościach 29,4- 35,3 lat wynoszą 5,1-8,3 dni, co stanowi ok. 25% wszystkich dni.

Analogicznej cykliczności ok. 30-letniej ulega cyrkulacja strefowa (wg innej klasyfikacji Osuchowskiej-Klein):

	Okres Θ	R
I	31,8	0,15
II	34,1	0,23
V	33,1	0,21
VI	27,6	0,34
IX	30,3	0,22
XI	30,8	0,18
XII	32,3	0,13

Cykl ok. 30-letni cyrkulacji atmosferycznej, kształtowany prawdopodobnie przez cykle tej samej długości aktywności Słońca i parametrów Układu Słonecznego (przez cykle planetarne) świadczy o realnym istnieniu cyklu 35-letniego Brücknera opadów atmosferycznych.

Na uwagę zasługują cykle najdłuższe cyrkulacji południkowej (C) i strefowej (C_i):

	Okres Θ	R
Cyrkulacja południkowa		
IX	77,4	0,24
XII	85,8	0,20
Cyrkulacja strefowa		
I	80,0	0,29
II	78,9	0,26
XI	62,5	0,34
XII	73,8	0,25
Zima	76,7	0,41
Półrocze chłodne	74,9	0,42
Rok	76,3	0,35

Cykle te o dość dużych amplitudach kształtowały klimat Europy w ostatnim stuleciu.

Cyrkulacja atmosferyczna: wschodnia, zachodnia, południkowa (1891-1976), cyklonalna (1901-1975), strefowa (1899-198a) w przedziałach obserwacji ulegała systematycznym zmianom. Tendencje średnie określają równania prostych regresji

$$y = A_0 + At$$

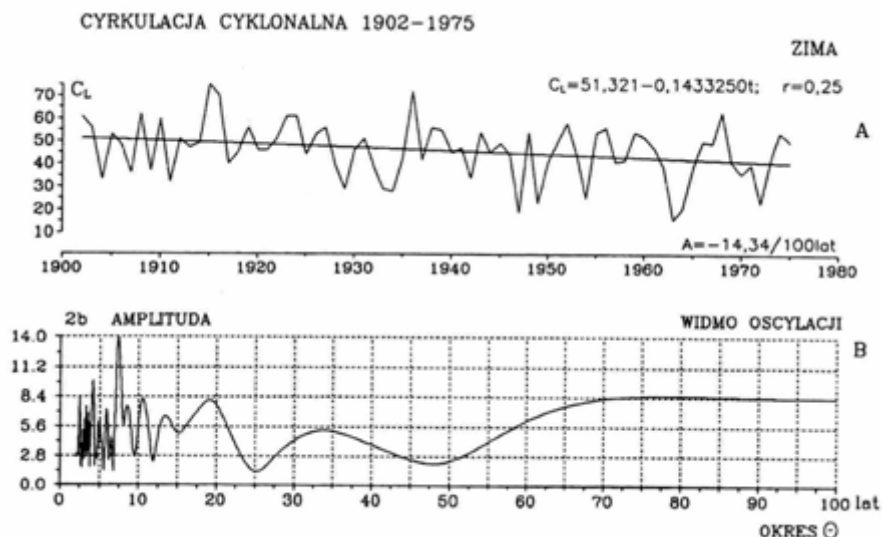
Współczynniki regresji A wyrażone na 100 lat i współczynniki korelacji r wynoszą:

	Zima		Lato		Rok	
	A	r	A	r	A	r
Wschodnia	21,1	0,30	51,2	0,71	119,4	0,68
Zachodnia	-24,0	-0,43	-39,3	-0,63	-112,5	0,73
Południkowa	3,3	0,07	-12,5	-0,26	-6,5	-0,06
Cyklonalna	-14,3	-0,25	-8,6	-0,03	-20,4	-0,20
Strefowa	-3,4	-0,28	-0,0	-0,01	-1,1	-0,23

Znamienny jest bardzo duży wzrost liczby dni z cyrkulacją wschodnią: w zimie 21,1 dni/100lat, w lecie aż 51,2 dni/100lat, a w roku 119,4 dni/100lat. Odpowiednio obser-

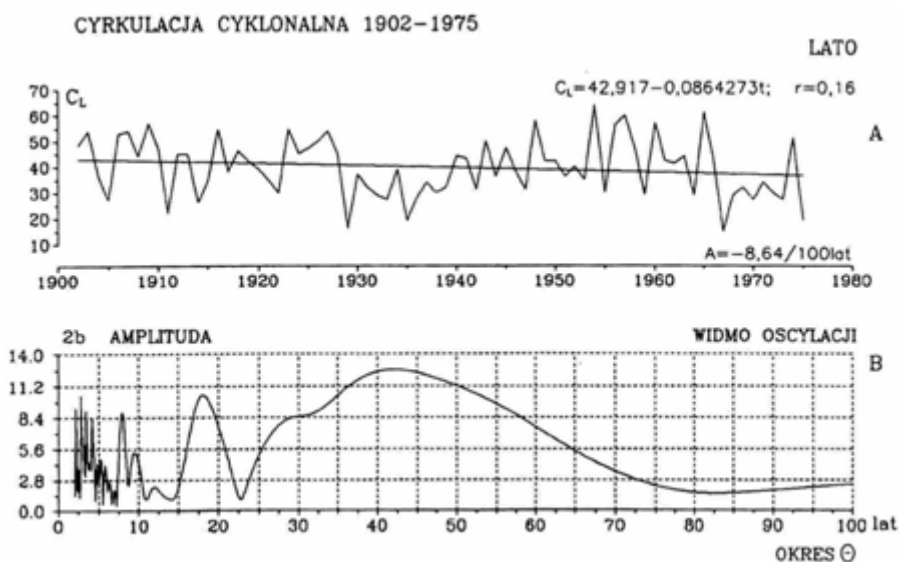
wuje się bardzo duży spadek liczby dni z cyrkulacją zachodnią: w zimie o 24 dni/100 lat, w lecie o 39,3 dni/100 lat, a w roku – o 112,5 dni/100 lat. Maleje również liczba dni z cyrkulacją cyklonalną – o 14 dni/100 lat w zimie. Obserwuje się też spadek cyrkulacji strefowej (C_1) o 3,4 hPa/100 lat – w zimie. Jedynie ciąg chronologiczny indeksu cyrkulacji strefowej (C_1) wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein sięga ostatnich lat (1899-1984). Temu osłabieniu cyrkulacji strefowej (równoleżnikowej), głównie w zimie, odpowiada coraz cieplejsze zimy w Europie (w Warszawie w latach 1779-1990 o $1^\circ\text{C}/100$ lat, Genewie w latach 1768-1980 – o $0,5^\circ/100$ lat).

Zmiany czasowe cyrkulacji cyklonalnej i strefowej (wg Osuchowskiej-Klein) w latach 1902-1986 i gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-100 lat (zima, lato i miesiące) opisują wykresy na rys. 1-6.

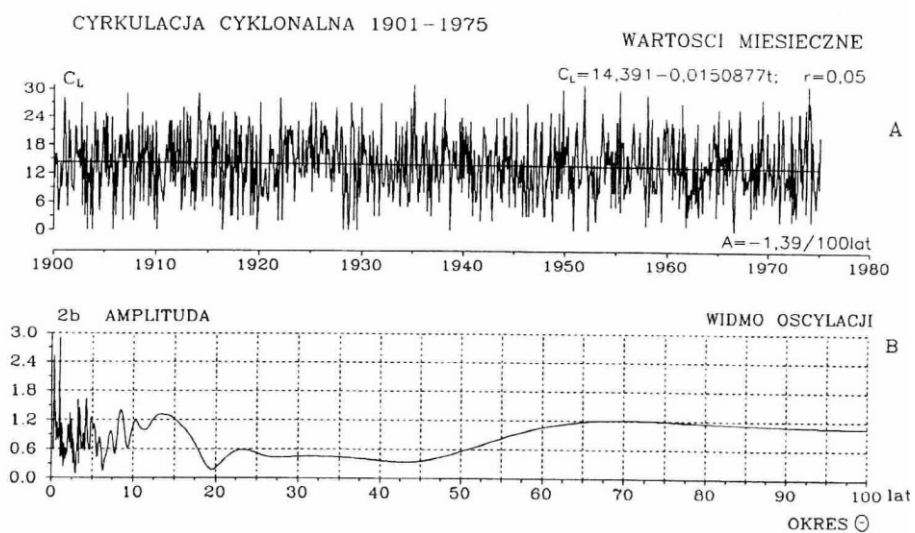


Rys. 1. Cyrkulacja cyklonalna (wg Osuchowska-Klein) w latach 1902-1975 – zima, A Tendencje wiekowych zmian: zima $A = -14,3$ dni/100lat, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat

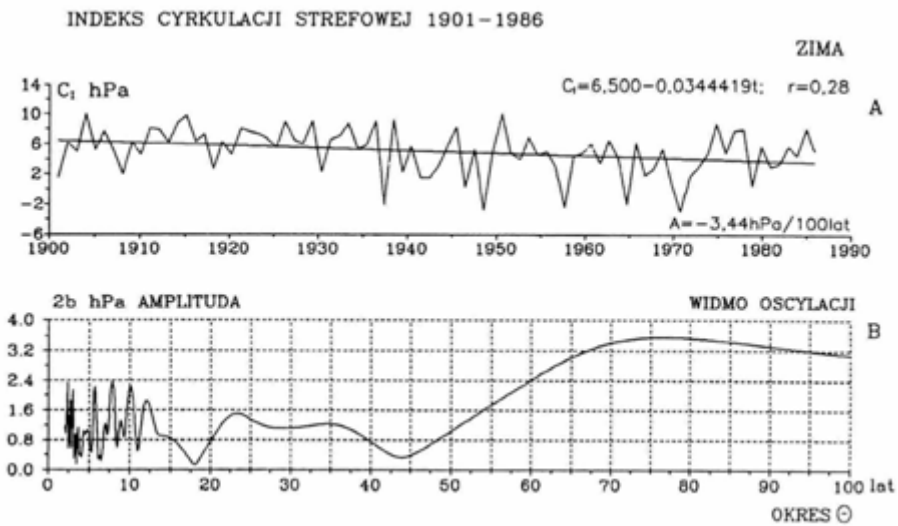
Fig. 1. Cyclonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1902-1975 – winter
 A The tendency of secular: winter $A = -14,33$ days/100 years, B Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-100 years



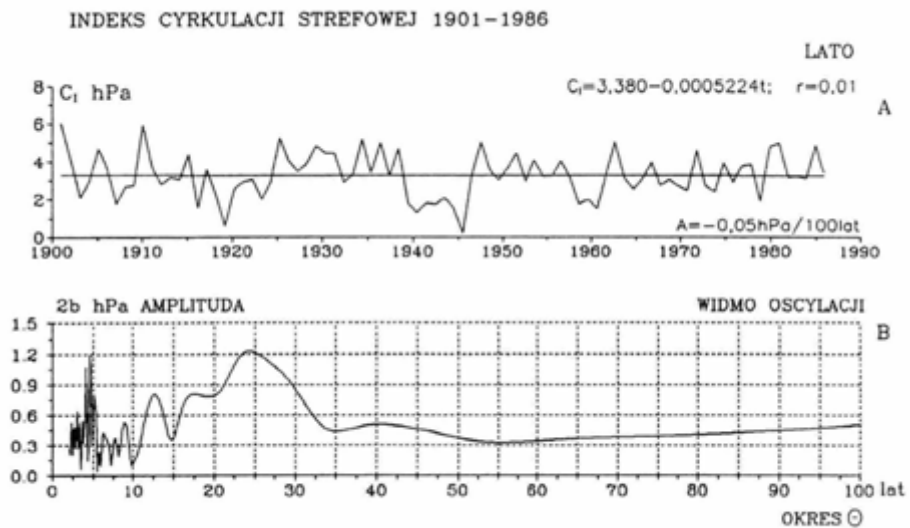
Rys. 2. Cyrkulacja cyklonalna (wg Osuchowska-Klein) w latach 1902-1975 – lato
 A Tendencje wiekowych zmian: zima $A = -8,64$ dni/100lat, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat
 Fig. 2. Cyclonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1902-1975 – summer
 A The tendency of secular: summer $A = -8,64$ days/100 years, B Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-100 years



Rys. 3. Cyrkulacja atmosferyczna cyklonalna (wg Osuchowska-Klein) w latach 1901-1975 – wartości miesięczne, A Tendencje wiekowych zmian: $A = -1,39$ dni/100lat, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat
 Fig. 4. Cyclonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1901-1975– monthly values month, A The tendency of secular: $A = -1.39$ days/100 years, B Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-100 years



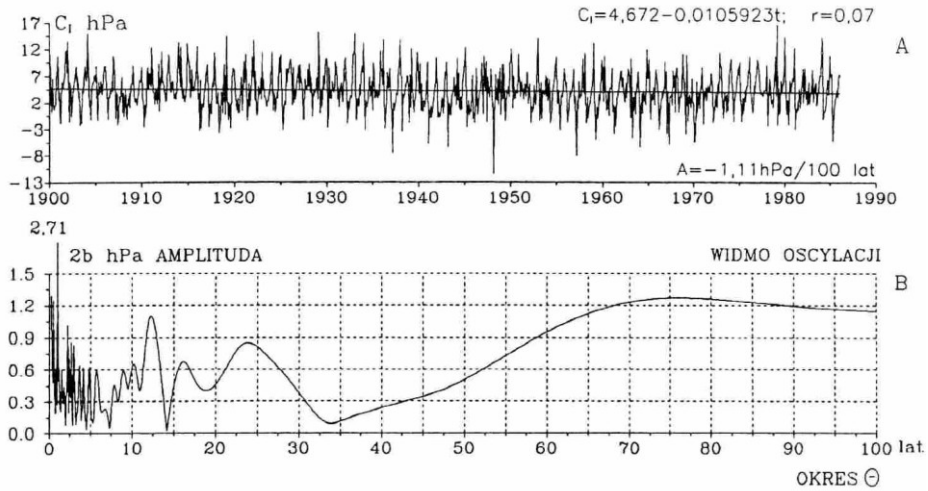
Rys. 4. Cyrkulacja strefowa (wg Osuchowska-Klein) w latach 1901-1986 – zima, A Tendencje wiekowych zmian: zima $A=-3,44$ dni/100lat, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat
Fig. 4. Zonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1901-1986 – winter, A The tendency of secular: winter $A=-3.44$ days/100 years, B Dense spectra of oscillation in the strip 2.1-100 years



Rys. 5. Cyrkulacja strefowa (wg Osuchowska-Klein) w latach 1901-1986 – lato, A Tendencje wiekowych zmian: lato $A=-0,05$ hPa/100lat, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat
Fig. 5. Zonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1901-1986 – summer
 A The tendency of secular : summer $A=-0.05$ hPa/100 years, B Dense spectra of oscillation in the strip 2.1-100 years

INDEKS CYRKULACJI STREFOWEJ 1900-1986

WARTOSCI MIESIĘCZNE



Rys. 6. Cyrkulacja atmosferyczna strefowa (wg Osuchowska-Klein) w latach 1900-1986 – średnie miesięczne, A Tendencje wiekowych zmian: $A = -1,06 \text{ hPa}/100 \text{ lat}$, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-100 lat
Fig. 6. Zonal atmospheric circulation (after Osuchowska-Klein) in the period 1900-1986 – monthly values month, A The tendency of secular: $A = -1,06 \text{ hPa}/100 \text{ years}$, B Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-100 years

3.11. Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie

Tom XI. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1998, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 258

Celem XI tomu *Atlasu* jest wykazanie podobieństwa okresowych wahań temperatury powietrza w Europie – w poszczególnych sezonach, półroczach i roku. Jest nim też wykazanie, że w ostatnich dwóch stuleciach są zbliżone okresowe wahania temperatury powietrza, aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej. Istotne też są porównania tendencji temperatury powietrza i aktywności Słońca, świadczące, iż część postępującego globalnego ocieplenia może wynikać ze wzrostu liczby plam słonecznych w XIX-XX wieku. Cechy termiczne klimatu miast w strefie umiarkowanej określono na podstawie długich ciągów czasowych temperatury powietrza zmierzonej w 8 miejscowościach Europy Środkowej i Zachodniej. Do pewnych porównań cykliczności zmian klimatu wykorzystano także ciągi chronologiczne ze stacji meteorologicznych znajdujących się w innych strefach geograficznych.

Niepokojące jest systematyczne ocieplenie klimatu Ziemi w ostatnich dwóch stuleciach. Średnia globalna temperatura powietrza w dwudziestym wieku wzrosła o 0,3-0,6°C. Na przykład w Europie przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze w Warszawie (1779-1990) – o 1,0°C/100 lat, Pradze (1771-1980) – o 0,25°C/100 lat, Genewie (1768-1980 – o 0,5°C/100 lat, Anglii Środkowej (1859-1973) – o 0,3°C/100 lat.

Postępującemu globalnemu ociepleniu klimatu przypisywany jest zwykle wzrost efektu cieplarnianego, wywołanego przez gazy szklarniowe – głównie dwutlenek węgla (CO₂). Według scenariusza emisji IPCC (1990) przewiduje się wzrost średniej globalnej temperatury powietrza do 2100 r. o blisko 6°C. Po uwzględnieniu ochładzającego działania aerozoli siarczanowych prognozowany jest mniejszy wzrost temperatury powietrza o 1-2°C w stosunku do 1990 r. (IPCC, 1995)

Tendencja rosnąca temperatury powietrza w XIX-XX wieku może częściowo wynikać z tzw. miejskich wysp ciepła – z coraz większej akumulacji ciepła przez zabudowę i inne powierzchnie sztuczne o małym albedo. Po prostu szare powierzchnie w miastach pochłaniają więcej energii słonecznej w dzień niż ich otoczenie (szczególnie w zimie). Miasta, w których znajdują się stacje meteorologiczne, są znacznie cieplejsze (przede wszystkim w nocy) od otaczających terenów. Na przykład różnica temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami może osiągać nawet 9,1°C (jak 30 VII i 17 VIII 1992 r.).

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Tendencja rosnąca temperatury powietrza zwłaszcza zimą jest po prostu wypadkową interferencji cykli naturalnych. Na przykład coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o 1,03°C/100 lat w latach 1779-1980 są efektem nałożenia się kilku okresów: 3,5; 5,5; 12,9; 18,0; 38,3; 66,7; 218,3 lat. Ich interferencja wyjaśnia wzrost temperatury powietrza podczas zim o 0,93°C/100 lat. Na zmienność antropogeniczną przypada zaledwie 0,1°C/100 lat. Analogiczne, coraz cieplejsze zimy w Genewie – o 0,5°C/100 lat, Pradze – o 0,25°C/100 lat są także efektem interferencji cykli temperatury powietrza.

Postępujące globalne ocieplenie może też wynikać z tendencji malejącej wskaźnika *DVI* (dust veil index) zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze w latach 1680-1980 i z większych odstępów czasu między kolejnymi wybuchami wulkanów. Na stałą słoneczną ma niewątpliwie wpływ drobny pył (aerozole siarczanowe), pozostając w stratosferze przez wiele lat.

Według prof. Jerzego Kondrackiego *Duże znaczenie mają prognozy naturalnych wahań klimatu, obserwowanych od wielu tysięcy lat – pod wpływem czynników naturalnych (aktywności Słońca i wulkanów). Wiarygodne wydają się sondaże przyszłości (po rok 2100), otrzymane na podstawie długich ciągów pomiarów, które wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu w XXI wieku. Można sądzić, że naturalne cykle klimatu obserwowane w holocenie (stwierdzone również w XVIII-XX wieku) będą powtarzać się nadal i kształtować klimat Ziemi*

SPIS TREŚCI (11)

	PRZEDMOWA	6
I	PROBLEMY BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU	7
II	ZASTOSOWANE METODY BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH WAHAŃ KLIMATU	16
1.	Wyznaczanie okresów metoda "sinusoid regresji"	17
2.	Modulacja cykli krótkich	19
3.	Zastosowania liczb losowych do ocen realności okresów	20
4.	Modelowanie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu	22
III	WIELOOKRESOWE WAHANIA TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	28
1.	Ogólne cechy pola temperatury powietrza w Europie	28
2.	Synchroniczność cykli temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych	31
IV	OCIEPLENIE KLIMATU MIAST EUROPY W XVII-XX WIEKU I JEGO PRZYCZYNY	153
1.	Tendencje wiekowe temperatury powietrza	153
1.1.	Charakterystyka najdłuższych ciągów chronologicznych	153
1.2.	Trendy liniowe temperatury powietrza	157
V	ZAKOŃCZENIE	222
	LITERATURA	232
	SUMMARY	235
	ZAŁĄCZNIKI	240

Trendy liniowe temperatury powietrza

Tendencje wiekowe temperatury powietrza – średnie w przedziałach czasu $0 < t < t_n$ współczynniki regresji A trendów liniowych (górne części rysunków):

$$T = A_0 + At, \quad \frac{\partial T}{\partial t} = A$$

Obok każdego równania prostej regresji podano wartości współczynnika korelacji r (Pearsona), obliczone z wzoru:

$$r = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}, \quad \varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2$$

gdzie s^2 – wariancja temperatury powietrza, ε^2 – wariancja resztkowa.

Oczywiście jest, że w przypadkach ujemnych współczynników regresji $A < 0$ należy współczynnikom korelacji r przyporządkować znak „minus”.

Weryfikacji współczynników korelacji r dokonano testem Fishera-Snedecora o $n_1 = 1$ i $n_2 = n - 2$ stopniach swobody na poziomie istotności 0,05.

Tendencje wiekowe A temperatury powietrza w: Warszawie (1779-1990), Krakowie (1826-1990), Wrocławiu (1851-1980), Pradze (1771-1980), Zurychu (1864-1980), Ge-

newie (1768-1980), Poczdamie (1893-1992) i Anglii środkowej (1659-1973), wyrażone w °C/100 lat podano w zestawieniu tabelarycznym.

Tendencji wiekowych wyznaczonych na podstawie danych z różnych przedziałów czasu $0 < t < t_n$ nie można porównywać. Można jednak ogólnie stwierdzić, że są one dodatnie prawie we wszystkich miejscowościach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu Europy (i Polski). Szczególnie zimy są coraz cieplejsze: w Warszawie o 1,03°C/100 lat, Krakowie o 1,38°C/100 lat Wrocławiu o 0,12°C/100 lat, Pradze o 0,25°C/100 lat, Zurychu o 0,64°C/100 lat, Genewie o 0,51°C/100 lat, Poczdamie o 0,10°C/100 lat, Anglii środkowej o 0,32°C/100 lat. Inaczej jest w lecie. Tendencja wiekowa temperatur y powietrza w porze letniej jest w niektórych miejscowościach dodatnia $A > 0$ a w innych ujemna $A < 0$.

Lata są coraz cieplejsze: w Warszawie o 0,13°C/100 lat, Krakowie , o 0,32°C/100 lat, Poczdamie o 0,92°C/100 lat a coraz chłodniejsze – we Wrocławiu o 0,70°C/100 lat, Pradze o 0,25°C/100 lat, Zurychu o 0,90°C/100 lat i Genewie o 0,19°C/100 lat. Średnia tendencja wiekowych zmian temperatury powietrza w lecie jest zerowa $A = 0,01$ – nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05).

Średnia roczna temperatura powietrza wzrasta: w Warszawie – o 0,66°C/100 lat, Krakowie – o 0,93°C/100 lat, Poczdamie – o 0,66°C/100 lat i Anglii środkowej – o 0,18°C/100 lat. W pozostałych miejscowościach, współczynniki regresji A są bliskie zera i nieistotne statystycznie.

Klimat Warszawy w latach 1779-1990 ocieplał się średnio o 0,66°C/100 lat. Tą tendencję rosnącą temperatury powietrza w Warszawie określa równanie prostej regresji

$$T = 6,915 + 0,006572 t, \quad r = 0,57$$

Tendencje wiekowych zmian aktywności Słońca (liczb Wolfa), aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$ (DVI – dust veil index H. Lamba), odstępu czasu między kolejnymi erupcjami Δt i dyspersji masy w Układzie Słonecznym B_z (względem płaszczyzny ekliptyki) w tym samym przedziale czasu (od 1779 r.) opisują równania prostych regresji:

$$\begin{array}{ll} W = 24,23 + 0,15296 t, & r = 0,31 \\ I = 258,31 - 0,49066 t, & r = -0,21 \\ \Delta t = 1,72 + 0,019 t, & r = 0,22 \\ B_z = 0,123 - 0,0001105 t, & r = 0,25 \end{array}$$

Trzeba zauważyć, że w latach 1779-1993 aktywność Słońca wzrastała średni o 15,3 jednostek liczb Wolfa na 100 lat, a aktywność wulkaniczna – malała średnio o 49 DVI /rok 100 lat. Ponadto odstępy czasu Δt między kolejnymi erupcjami wulkanicznymi wydłużały się.

Wiadomo, że minimum absolutne temperatury powietrza przypada na najslabszy cykl jedenastoletni aktywności Słońca (1811-1823) i na maksimum aktywności wulkanicznej.

Sezony	Poczdnam	Warszawa	Kraków	Wrocław	Praga	Zurych	Genewa	Anglia śr
I	1,15	1,72	-0,61	0,44	84,00	0,74	0,38	0,38
II	0,50	1,14	-0,07	0,05	0,25	0,29	-0,36	0,27
III	1,01	1,45	0,61	0,50	0,87	0,37	0,35	0,30
IV	0,79	0,85	0,35	-0,01	-0,77	-0,20	0,40	0,22
V	0,43	0,69	0,13	-0,44	-0,57	-0,53	0,66	0,11
VI	0,26	0,07	-0,51	-0,09	-1,00	-0,23	0,63	0,00
VII	0,19	0,34	-0,73	-0,16	-1,08	-0,08	0,64	0,03
VIII	-0,04	0,46	-0,74	-0,40	-0,47	-0,24	1,40	-0,02
IX	0,18	0,43	-0,55	-0,41	-0,11	0,06	1,03	0,12
X	0,58	0,32	-0,72	-0,25	0,70	0,00	1,00	0,24
XI	1,11	1,64	1,44	0,40	0,60	0,32	1,25	0,20
XII	1,36	1,96	1,00	0,26	1,05	0,47	0,62	0,32
XII-II	1,03	1,38	0,12	0,25	0,64	0,51	0,10	0,32
111-V	0,79	0,99	0,37	0,00	-0,15	-0,12	0,50	0,21
VI-VIII	0,13	0,32	-0,70	-0,25	-0,90	-0,19	0,92	0,01
IX-XI	0,66	0,81	0,05	-0,11	0,38	0,14	1,11	0,19
X-III	1,00	1,37	0,29	0,22	0,65	0,37	0,53	0,29
IV-IX	0,31	0,48	-0,37	-0,27	-0,70	-0,20	0,81	0,08
I-XII	0,66	0,93	-0,04	-0,03	0,03	0,08	0,66	0,18
Śr. mies.	0,64	0,95	0,00	0,00	0,06	0,09	0,72	0,18
12-mies kons.	0,64	0,93	-0,02	-0,01	0,01	0,09	0,64	0,19

Globalne ocieplenie klimatu w ostatnich stuleciach jest prawdopodobnie wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi (mniejsza absorpcja promieniowania słonecznego przez pył wulkaniczny, zawarty w atmosferze). Aktywność Słońca zależy od wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce. Jej wzrost w latach 1779-1993 o 15,3/100 lat może być spowodowany coraz większą koncentracją masy (planet) w płaszczyźnie ekliptyki (maleje dyspersja masy B_z , ujemny współczynnik regresji).

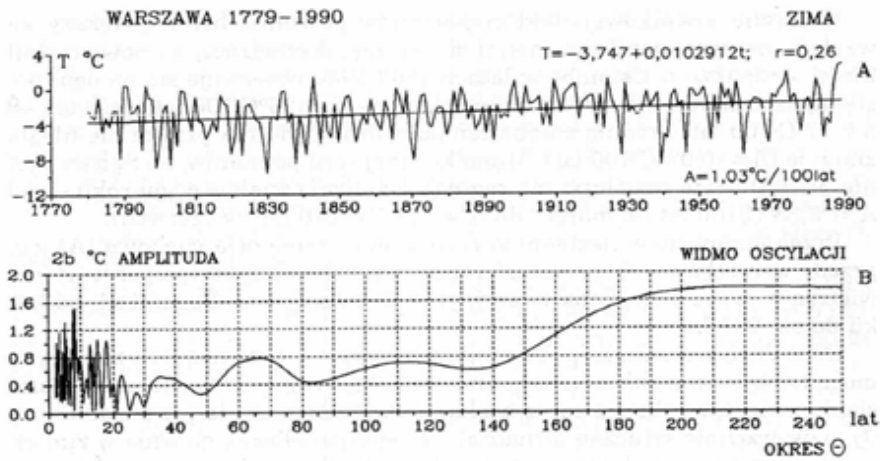
Tendencje wiekowe (rosnące i malejące) temperatury powietrza w tych 8 miejscowościach Europy nie wspierają, a nawet przeczą hipotezie o globalnym ociepleniu klimatu jako efektu cieplarnianego, wynikającego ze wzrostu zawartości gazów szklarniowych w atmosferze (głównie CO₂). Hipotezie tej przeczą: cykl roczny i przestrzenne zróżnicowanie tendencji wiekowych (A) temperatury powietrza w Europie. Na przykład półrocza ciepłe (IV-IX) są coraz cieplejsze: w Warszawie – o 0,31°C/100 lat, Krakowie – o 0,48°C/100 lat, Poczdamie – o 0,81°C/100 lat, Anglii środkowej najniższy cykl jedenastoletni aktywności Słońca (1811-1823) i na maksimum aktywności wulkanicznej. O 0,08°C/100 lat (nieistotnie statystycznie). Natomiast są one coraz chłodniejsze: we Wrocławiu – o 0,37°C/100 lat, w Pradze – o 0,27°C/100 lat, w Zurychu – o 0,70°C/100 lat, Genewie – o 0,20°C/100 lat. Podobnie jest w innych szerokościach geograficznych – w strefie polarnej (Spitsbergen, 1912-1985) i okołorównikowej (Colombo, 1869-1980). Tendencje wiekowe temperatury powietrza w tych szerokościach geograficznych zestawiono niej:

Sezony	Spitsbergen 1920-1985	Colombo 1869-1980
I	2,77	0,02
II	4,26	-0,17
III	5,88	-0,26
IV	4,4	-0,32
V	2,58	-0,17
VI	-1,55	0,29
VII	0,1	0,06
VIII	-0,06	0,17
IX	1,68	0
X	1,87	-0,17
XI	3,61	-0,29
XII	0,04	-0,07
XII - II	1,74	-0,1
III-V	3,75	-0,26
VI - VIII	-0,68	0,17
IX -XI	1,96	-0,17
X - III	2,79	-0,18
IV - IX	0,84	0
I - XII	1,6	-0,09
Sr. mies.	2,27	-0,08
12 mies.konsek.	1,92	-0,1

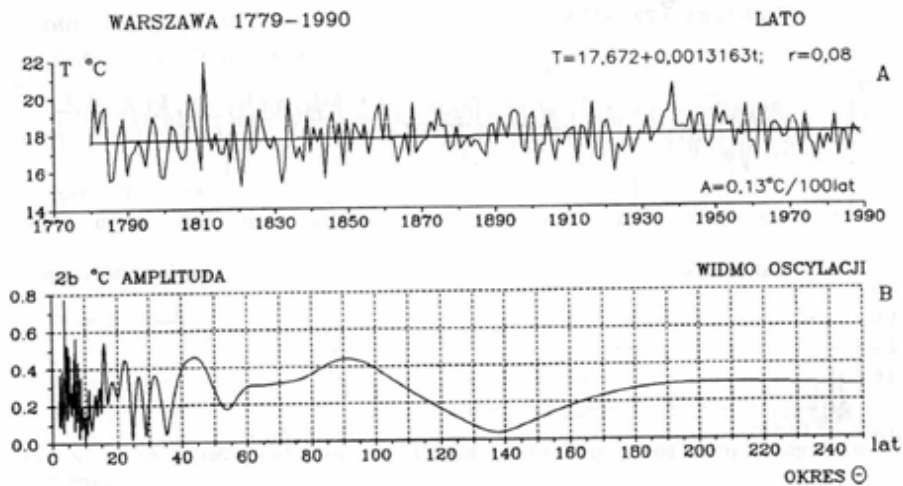
W strefie równikowej efekt cieplarniany powinien być największy, ze względu na ogromne ilości energii słonecznej, dochodzącej do powierzchni Ziemi. Jednakże w Colombo w latach 1869-1980 obserwuje się na ogół postępujące ochłodzenie zwłaszcza na wiosnę – o $0,26^{\circ}\text{C}/100$ lat i jesienią – o $0,17^{\circ}\text{C}/100$ lat. Średnia roczna temperatura powietrza prawie nie uległa zmianie ($A = -0,09^{\circ}\text{C}/100$ lat). Mimo krótkiej serii pomiarów, na Spitsbergenie (97 lat) także współczynnik regresji A zmienia znak w ciągu roku – od $A = 5,88^{\circ}\text{C}/100$ lat (w marcu) do $A = -1,55^{\circ}\text{C}/100$ lat (w czerwcu). Przekonamy się w następnym rozdziale, że tendencja wiekowa (A) jest przede wszystkim efektem interferencji naturalnych cykli temperatury powietrza w przedziałach obserwacyjnych $0 < t < t_n$ – o długościach od kilku do ok. 200 lat. Dość duże wartości współczynników regresji A w miesiącach zimowych mogą też być uwarunkowane czynnikami lokalnymi – „miejskimi wyspami ciepła”. Mogą wynikać z coraz większej akumulacji ciepła przez zabudowę (tj. powierzchnie sztuczne o znacznie mniejszym albedo, głównie w zimie).

Skądinąd też wiadomo, że naturalne ochłodzenia i ocieplenia klimatu występowały od dawna – od kilkunastu tysięcy lat (w całym holocenie, sprzed 10 tys. lat). Świadczą o tym wahania zawartości substancji organicznych w osadach jeziornych i wahania paleotemperatury – stosunku izotopów tlenu $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ w szkieletach dawnych organizmów żyjących w morzach i rdzeniach lodowców (Boryczka, Wicik, 1994).

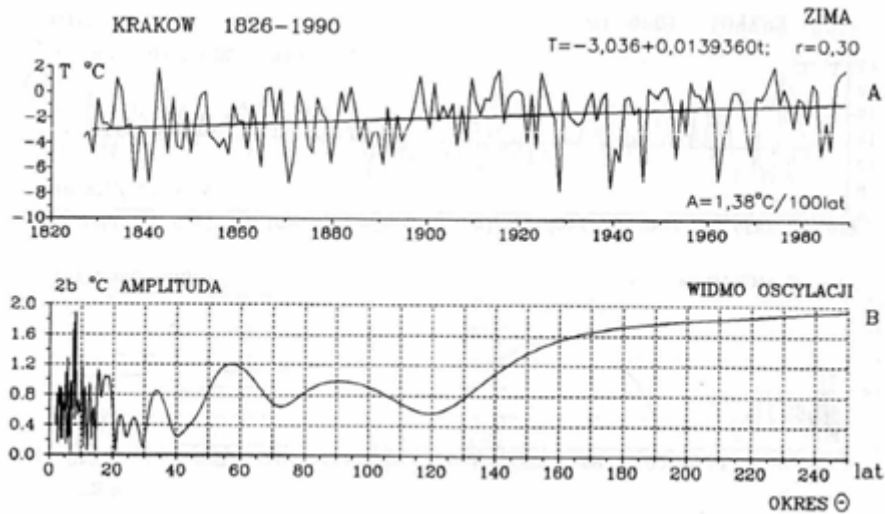
Tendencje wiekowych zmian (A) temperatura powietrza i gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat w: Warszawie (1779-1990), Krakowie (1826-1990), Pradze (1771-1980), Genewie (1768-1980) i Środkowej Anglii (1659-1974) podczas zimy i lata przedstawiono na rys. 1-10.



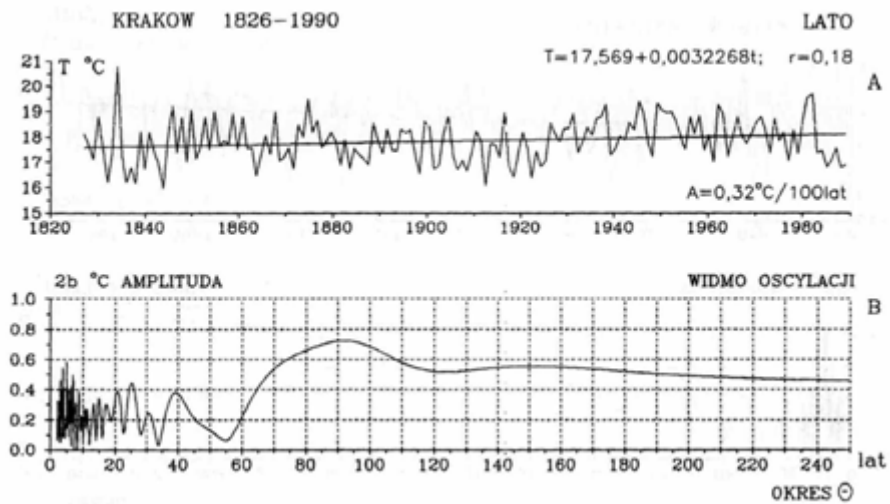
Rys. 1. Temperatura powietrza w Warszawie (1779-1990) – zima, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = 1.03^{\circ}\text{C}/100$ lat, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 1. Air temperature in Warsaw (1779-1990) – winter, A. The tendency of secular: $A = 1.03^{\circ}\text{C}/100$ years, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



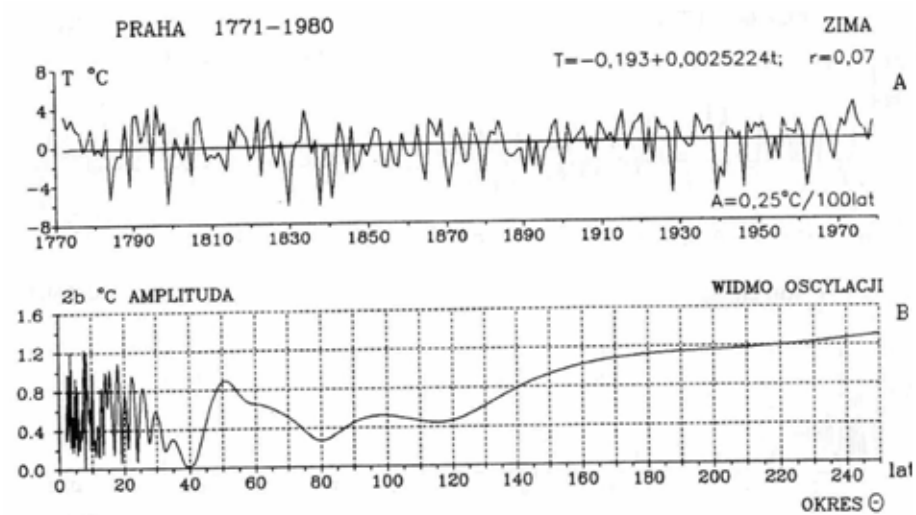
Rys. 2. Temperatura powietrza w Warszawie (1779-1990) – lato, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = 1.03^{\circ}\text{C}/100$ lat, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 2. Air temperature in Warsaw (1779-1990) – summer, A. The tendency of secular: $A = 1.03^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-250 years



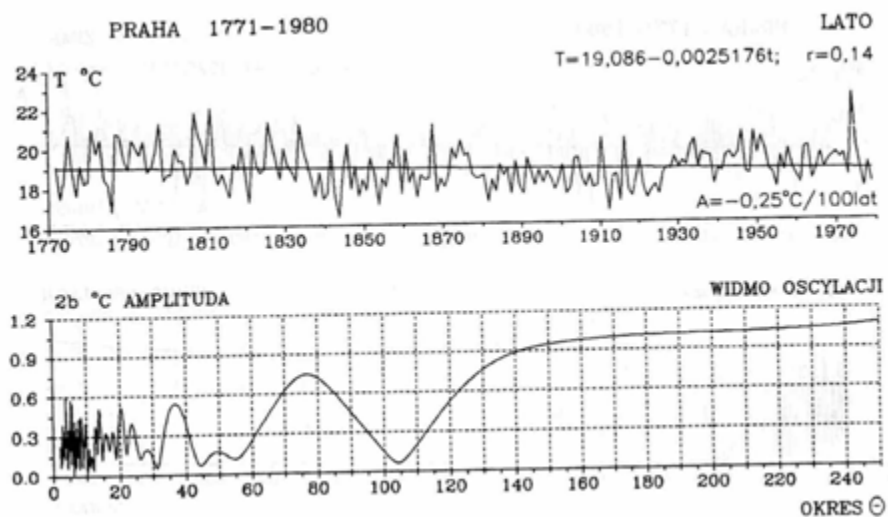
Rys. 3. Temperatura powietrza w Krakowie (1826-1990) – zima, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = 1,38$, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
 Fig. 3. Air temperature in Cracow (1826-1990) – winter, A. The tendency of secular: $A = 1.38$, °C/100 years, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-250 years



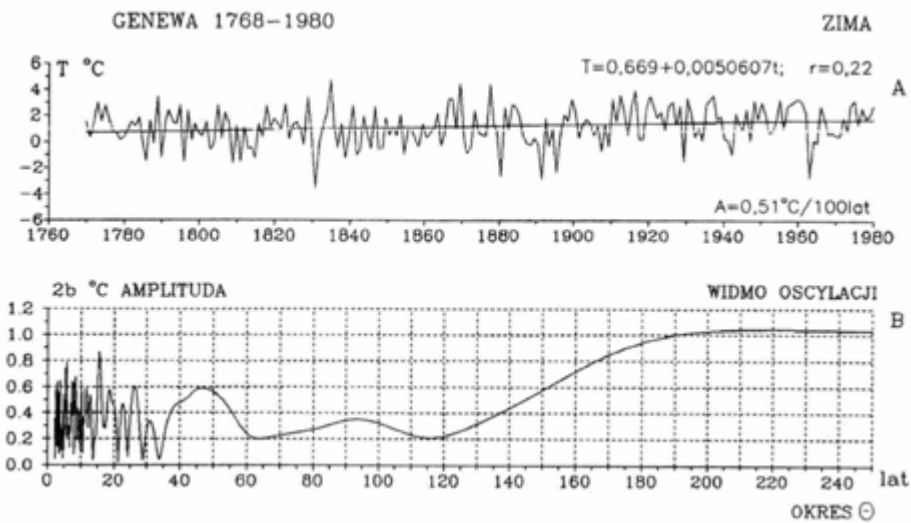
Rys. 4. Temperatura powietrza w Krakowie (1826-1990) – lato, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = 0,32^{\circ}\text{C}/100$ lat, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
 Fig. 4. Air temperature in Cracow ((1826-1990) – summer, A. The tendency of secular: $r A = 0.32^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-250 years



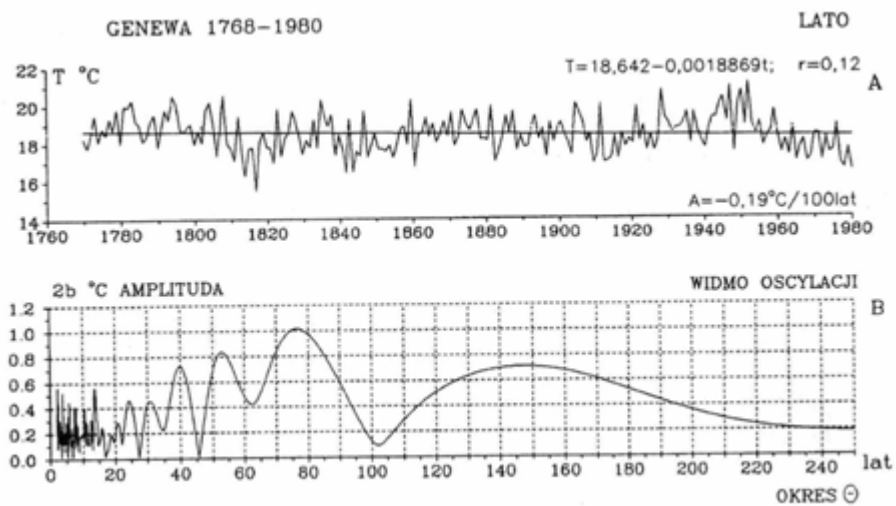
Rys. 5. Temperatura powietrza w Pradze (1771-1980) – zima, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = 0.25^{\circ}\text{C}/100$ lat, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 5. Air temperature in Praha (1771-1980) – winter, A. The tendency of secular: $A = 0.25^{\circ}\text{C}/100$ years, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



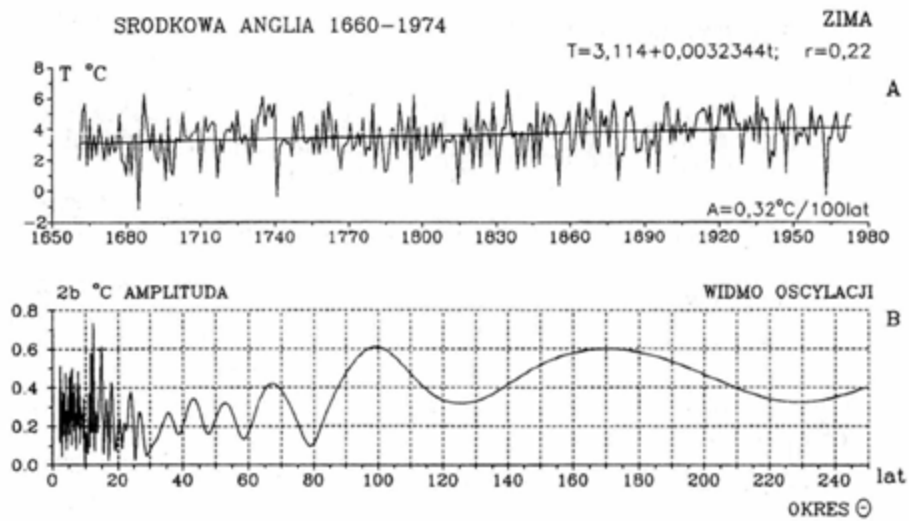
Rys. 6. Temperatura powietrza w Pradze (1771-1980) – lato, A. Tendencje wiekowych zmian: $A = -0.25^{\circ}\text{C}/100$ lat, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 6. Air temperature in Praha (1771-1980) – summer, A. The tendency of secular: $A = -0.25^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



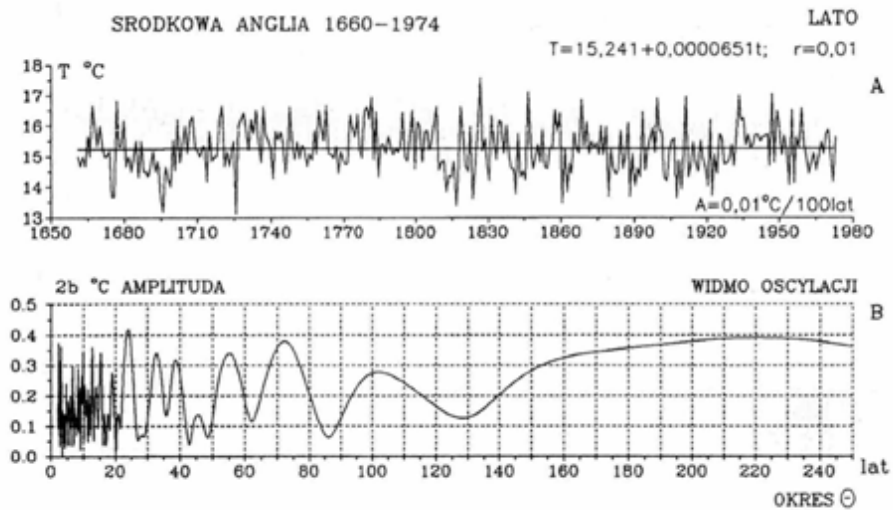
Rys. 7. Temperatura powietrza w Genewie (1768-1980) – zima, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,51^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 7. Air temperature in Geneva (1768-1980) – winter A. The tendency of secular: $A=0.51,^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



Rys. 8. Temperatura powietrza w Genewie (1768-1980) – lato, A. Tendencje wiekowych zmian: $A= -0,19^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 8. Air temperature in Geneva (1768-1980) – summer, A. The tendency of secular: $A= -0.19^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-250 years



Rys. 9. Temperatura powietrza w Środkowej Anglii (1659-1974) – zima, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,32^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 9. Air temperature in Central England (1659-1974) – winter, A. The tendency of secular: winter $A=0,32^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



Rys. 10. Temperatura powietrza w Środkowej Anglii (1659-1974) – lato, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,01^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250
Fig.10. Air temperature in Central England (1659-1974) – summer, A. The tendency of secular: $A=0,01^{\circ}\text{C}/100$ lat', B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2.1-250

3.12. Ocieplenia i ochłodzenia klimatu miast w Europie

Tom XII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wągrowaska M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Ocieplenia i ochłodzenia klimatu miast w Europie** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 255

W tomie XII określono tendencje i zakres cyklicznych zmian temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach na obszarze Europy (w 8 miejscowościach).

Długości serii pomiarowych wynoszą: 315 lat – Anglia Środkowa (1659-1973), 213 lat – Genewa (1768-1980), 212 lat – Warszawa (1779-1990), 210 lat – Praga (1771-1980), 165 lat – Kraków (1826-1990), 130 lat – Wrocław (1851-1980), 117 lat – Zurych (1864-1980), 100 lat – Poczdam (1893-1992). Ponadto analizie statystycznej poddano ciągi chronologiczne miesięcznych wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie (64 lata, 1912-1975) i w Colombo (112 lat, 1869-1980).

Tendencje wiekowe temperatury powietrza (w °C/100 lat) w wymienianych przedziałach czasu (średnie) wg funkcji trendów czasowych przedstawiono na wykresach. Tendencji liniowych wyznaczonych na podstawie danych z różnych przedziałów czasowych nie można bezpośrednio porównywać.

Ogólnie można jednak stwierdzić, że są one rosnące prawie we wszystkich miesiącach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu miast Europy (i Polski). Szczególnie zimy są w Europie coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1990 styczeń jest cieplejszy średnio o 1,15°C/100 lat, w Krakowie (1826-1990) o 1,7°C/100 lat, Pradze (1771-1980) o 0,44°C/100 lat, a w Genewie (1768-1980) o 0,74°C/100 lat.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w porze letniej są w niektórych miastach rosnące lub malejące. Lipce są np. coraz cieplejsze: w Warszawie o 0,19°C/100 lat, Krakowie o 0,34°C/100 lat, Poczdamie o 0,64°C/100 lat. Natomiast są one coraz chłodniejsze: we Wrocławiu o 0,73°C/100 lat, Pradze o 0,16°C/100 lat, Zurychu o 1,08°C/100 lat, a w Genewie o 0,08°C/100 lat. Tendencja temperatury powietrza w Anglii Środkowej w lecie $A = 0,01^\circ\text{C}/100$ lat jest prawie zerowa (nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05).

Tendencje malejące lub zerowe temperatury powietrza w miesiącach letnich nie wspierają hipotezy o antropogenicznych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu. Nie można postępującego ocieplenia klimatu przypisać tylko efektowi cieplarnianemu, wynikającemu ze wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze, który pochodzi ze spalania węgla i innych paliw. Hipotezie tej przeczą: cykl roczny i przestrzenne zróżnicowanie tendencji wiekowej temperatury powietrza na obszarze Europy.

Praca dotyczy ważnego nie rozwiązanego dotąd problemu klimatologii: wyznaczenia składników okresowych (deterministycznych) zmienności klimatu. Cykliczność temperatury powietrza dłuższą od jednego roku badano zwykle w pojedynczych miejscowościach Europy (i Polski), w seriach pomiarowych o różnej długości, odmiennymi metodami, ograniczając się na ogół do samych okresów.

Nie znana była dyspersja okresów, amplitud i dat ekstremów cykli o długościach od 1 do 200 lat i czy cykle są synchroniczne na obszarze Europy. Wyłonił się więc problem zbadania, czy pole temperatury powietrza na dużym obszarze jest jednorodne pod względem cykliczności. Zagadnienie to jest dotychczas wszechstronnie opracowane jedynie w przypadku cyklu rocznego.

W tym celu wyznaczono metodą „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998) parametry cykli: okresy, amplitudy i fazy. Dla każdej spośród badanych miejscowości wyznaczono widma temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat i porównano je.

Analogiczna okresowość zmiennych: astronomicznych i klimatologicznych świad-

czy o naturalnych uwarunkowaniach okresowości klimatu.

Przedmowa prof. Jerzego Kondrackiego do tomu XI *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* jest zarazem promocją tomu XII, gdyż stanowią one integralną całość. Obydwie części dotyczą tendencji i cykliczności zmian temperatury powietrza miast w Europie. W pierwszej z nich zamieszczono zmienność warunków termicznych w porach roku, półroczach i roku, w drugiej zaś w poszczególnych miesiącach.

SPIS TREŚCI (12)

I	PROFESOR JERZY KONDRACKI – WAŻNIEJSZE OPINIE	7
II	OCIEPLENIA I OCHŁODZENIA KLIMATU EUROPY W OSTATNICH STULECIACH	12
1.	Zarys klimatu minionych 2500 lat	12
2.	Coraz cieplejsze zimy w Europie w XIX i XX wieku	13
3.	Miejska wyspa ciepła jako przyczyna postępującego ocieplenia klimatu	16
III	TENDENCJE TEMPERATURY POWIETRZA MIAST W EUROPIE W XVII-XX WIEKU	19
1.	Postępujące ocieplenie jest większe zimą niż latem	20
2.	Postępujące ocieplenie i jego uwarunkowania	22
IV	CYKLICZNOŚĆ JAKO CECHA POLA TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	96
1.	Cykl 8-letni i jego uwarunkowania	96
2.	Cykl 11-letni temperatury powietrza i plam słonecznych	99
3.	Planetaryny 178,9-letni cykl temperatury powietrza	101
V	ZAKOŃCZENIE	243
	LITERATURA	248
	SUMMARY	252

Cykliczność jako cecha pola temperatury powietrza w Europie

Na obszarze Europy występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących zakresach wahań: około 4-5, 7-8, 10-13, 73-113 i planetarny 178,9-letni. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (sezonowych wartości) i synchroniczność na obszarze Europy (zbliżona okresowość i zgodność dat ekstremów), głównie około 8-, 10-13- i 180-letniego implikuje tezę, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie.

Cykl 8-letni i jego uwarunkowania

We wszystkich sezonach (zima, wiosna, lato, jesień), głównie w zimie, w badanych miejscowościach Europy (i Polski) dominuje okresowość około 8-letnia.

Zakres wahań temperatury powietrza w cyklu 7,7-8,5 lat jest największy w zimie c – od 0,5°C w Anglii środkowej do 1,5°C w Warszawie. Natomiast w lecie w tym około 8-letnim cyklu (7,1-8,4 lat) wahania temperatur y są mniejsze – odpowiednio od 0,3 do 0,6°C.

Zakres wahań temperatury powietrza (ΔT) w tym cyklu w porach roku i miesiącach zestawiono niżej:

Miejscowość	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	Δt	Θ	Δt	Θ	Δt	Θ	Δt	Θ	Δt
Warszawa	8,3	1,52	7,8	0,81	7,1	57,00	6,5	0,62	7,7	0,59
Praga	7,7	1,23	6,9	0,71	8,4	0,45	7,5	0,43	7,8	0,48
Genewa	8,5	0,68	7,8	0,53	7,8	0,41	6,8	0,47	7,4	0,40
Anglia	7,7	0,49	6,9	0,31	8,3	0,29	7,3	0,36	7,4	0,26

Miejscowość		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa 1779-1990	Θ	7,7	7,7	7,8	8,2	7,9	7,1	7,1	7,7	8,0	7,5	6,5	8,2
	Δt	1,8	2,0	1,8	0,8	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	1,0	1,6
	R	0,18	0,22	0,24	0,15	0,13	0,14	0,2	0,16	0,2	0,13	0,18	0,18
Kraków 1826-1990	Θ	7,7	8,3	7,8	9,7	7,5	6,9	7,7	7,9	7,1	8,4	8,1	8,2
	Δt	2,0	2,2	1,8	0,9	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,8	0,8	1,7
	R	0,21	0,23	0,25	0,17	0,18	0,17	0,17	0,15	0,13	0,2	0,13	0,2
Wrocław 1851-1980	Θ	7,7	7,6	7,9	6,9	7,7	7,9	7,7	7,6	7,3	8,6	8,2	7,6
	Δt	2,2	2,6	1,2	0,9	0,8	0,6	0,6	0,8	0,5	1,3	0,8	1,4
	R	0,21	0,27	0,26	0,17	0,15	0,15	0,2	0,23	0,1	0,26	0,15	0,19
Praga 1777-1980	Θ	7,8	8,4	7,8	7,0	7,4	7,1	7,7	8,4	8,4	7,5	7,7	7,8
	Δt	1,8	1,7	1,3	0,9	0,8	0,7	0,5	0,8	0,6	0,8	0,7	1,2
	R	0,21	0,20	0,20	0,16	0,15	0,16	0,13	0,18	0,2	0,19	0,14	0,15
Zurych 1864-1980	Θ	7,7	7,8	7,9	6,8	7,6	7,8	8,0	7,5	6,8	8,5	8,0	7,0
	Δt	1,9	1,8	1,7	1,0	1,1	0,6	0,8	0,7	1,0	1,0	0,7	1,2
	R	0,28	0,25	0,31	0,22	0,23	0,15	0,2	0,18	0,2	0,3	0,16	0,2
Gencwa 1768-1980	Θ	7,7	7,4	7,8	7,5	7,5	7,8	7,9	7,4	7,8	7,6	7,6	7,5
	Δt	1,3	0,8	1,1	0,6	0,7	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,8
	R	0,20	0,14	0,22	0,14	0,16	0,19	0,12	0,16	0,1	0,2	0,13	0,14
Poczdami 1893-1992	Θ	7,7	7,7	7,8	6,8	8,1	7,1	8,1	7,8	7,0	8,6	7,9	7,5
	Δt	2,8	3,2	2,5	1,1	0,6	0,5	0,9	1,1	1,0	1,1	1,2	1,2
	R	0,32	0,37	0,43	0,24	0,14	0,21	0,2	0,3	0,2	0,25	0,23	0,24
Anglia 1659-1973	Θ	7,7	6,8	7,7	7,9	8,7	7,3	7,1	7,5	7,9	7,4	8,1	8,1
	Δt	0,8	0,9	0,7	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,6	0,7	0,6
	R	0,18	0,17	0,16	0,07	0,14	0,08	0,09	0,10	0,13	0,16	0,17	0,12
Spitsbergen 1912-1975	Θ	8,6	7,1	7,8	8,5	8,4	6,9	7,0	8,5	0,7	8,0	7,7	6,7
	Δt	1,5	2,8	1,7	3,2	0,8	0,7	0,8	0,4	0,2	0,8	0,9	3,3
	R	0,11	0,24	0,15	0,36	0,16	0,28	0,31	0,16	0,18	0,12	0,09	0,28
Colombo 1889-1980	Θ	8,1	7,2	8,2	7,6	6,5	6,5	6,8	7,7	7,5	7,8	8,4	6,7
	Δt	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	0,3
	R	0,14	0,09	0,15	0,15	0,24	0,23	0,22	0,17	0,23	0,13	0,24	0,23

Analogiczna okresowość (około 8-letnia) występuje w ciągach chronologicznych cyrkulacji atmosferycznej: makrotypów *E*, *W*, *C* wg klasyfikacji Wangenheima oraz typów cyklonalnych i cyrkulacji strefowej wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (Boryczka, 1998):

Cyrkulacja	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Makrotyp <i>E</i>	7,4	0,26	7,7	0,22	7,0	0,17	7,1	0,31	8,0	0,20
Makrotyp <i>W</i>	7,6	0,2	9,0	0,27	6,3	0,28	7,6	0,32	9,4	0,26
Południkowa <i>C</i>	7,6	0,32	8,9	0,30	6,9	0,21	6,5	0,25	7,8	0,26
Typy cyklonalne	7,4	0,41	5,4	0,31	7,9	0,28	6,9	0,18	8,5	0,24
Strefowa	7,8	0,28	8,3	0,29	8,9	0,16	7,7	0,21	9,9	0,19

Okresowość około 8-letnia temperatury powietrza w Europie (w zimie) kształtowana jest głównie zbliżoną cyklicznością 7,4-letni typów cyklonalnych ($R = 0,41$) i 7,6-letni4 cyrkulacji południkowej ($R = 0,32$).

Okresowość 7,7-letnią temperatury powietrza stwierdzono także w Alpach (Lorenc, 1994), a wcześniej w kilkudziesięciu seriach europejskich (Malcher, Schönwiese, 1987). Okres 7,8-letni występuje równie w serii pomiarów (od 1720 roku) zlodowacenia Bałtyku (Kozuchowski, 1994).

W ciągach czasowych liczb Wolfa w latach 1749-1993 i 1700-1993 występują okresy: 8,1 i 8,5 lat o amplitudzie $\Delta W = 2b = 21,2$ i 23,5. Wskaźnik zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (*DVI*) ma okres 7,9 lat.

Taki sam okres stwierdzono w zmienności parametrów Układu Słonecznego w latach 1700-000 – przyspieszenia Słońca – 7,8 lat oraz planetarnych sił pływowych na Słońcu.

Istotny wpływ na cyrkulację atmosferyczną może mieć 8,85-letni okres obiegu po orbicie Księżyca linii perygeum-apogeum. Składowa pozioma wypadkowej sił pływowych Księżyca i Słońca jest znacząca i prawdopodobnie powoduje cykliczność około 8-letnią cyrkulacji atmosferycznej.

Cykl około 8-letni temperatury powietrza (cyrkulacji atmosferycznej) dominuje dlatego, że nakładają się efekty planetarnych sił pływowych na Słońcu (poprzez zmienność aktywności Słońca – stałej słonecznej) ze znacznie większymi siłami pływowymi Księżyca i Słońca. Pływy atmosfery ziemskiej są dotychczas mało znane, ze względu na złożony ruch Księżyca (jego zmienną orbitę).

Składowa pionowa sił pływowych księżycowo - słonecznych jest mała w porównaniu z przyspieszeniem ziemskim i powoduje niewielkie zmiany grubości atmosfery (rozciąganie). Natomiast składowa pozioma, działająca przez dłuższy czas, odgrywa prawdopodobnie znaczną rolę w cyrkulacji wód oceanicznych (prądów morskich, w tym El Niño) i przemieszczaniu się wyżów i niżów (Boryczka, 1998).

Cykliczność 7,1-7,8-letnia temperatury powietrza dominuje również w latach 1951-1990 na całym terenie Polski (Żmudzka, 1998, praca doktorska, rys. 1).

	Zima				Lato			
	Θ	Δt	R	Max	Θ	Δt	R	Max
Kołobrzeg	7,7	3,1	0,57	1958	7,8	0,8	0,42	1958
Suwałki	7,8	4,1	0,6	1957	7,1	0,3	0,11	1959
Warszawa	7,7	3,9	0,61	1958	7,4	0,5	0,19	1959
Wrocław	7,7	3,6	0,61	1958	7,5	0,7	0,32	1959
Zamowść	7,7	3,8	0,58	1958	7,1	0,4	0,14	1959
Kasprowy Wierch	7,6	1,8	0,41	1958	7,5	0,4	0,19	1958

Dyspersja okresu około 8-letniego na obszarze Polski jest najmniejsza w zimie – wynosi zaledwie 0,2 roku. Zakres wahań temperatury w tej porze roku zmienia się zależnie od wysokości n.p.m.: od 1,8°C (Kasprowy Wierch) do 4,1°C (Suwałki). Można wnioskować, że przyczyną 8-letniego cyklu temperatury powietrza, np. w zimie w Warszawie (1951-1990) są analogiczne cykle: makrotypu [*W*] cyrkulacji atmosferycznej (wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein, 1951-1990) i liczb Wolfa *W* (1951-1990):

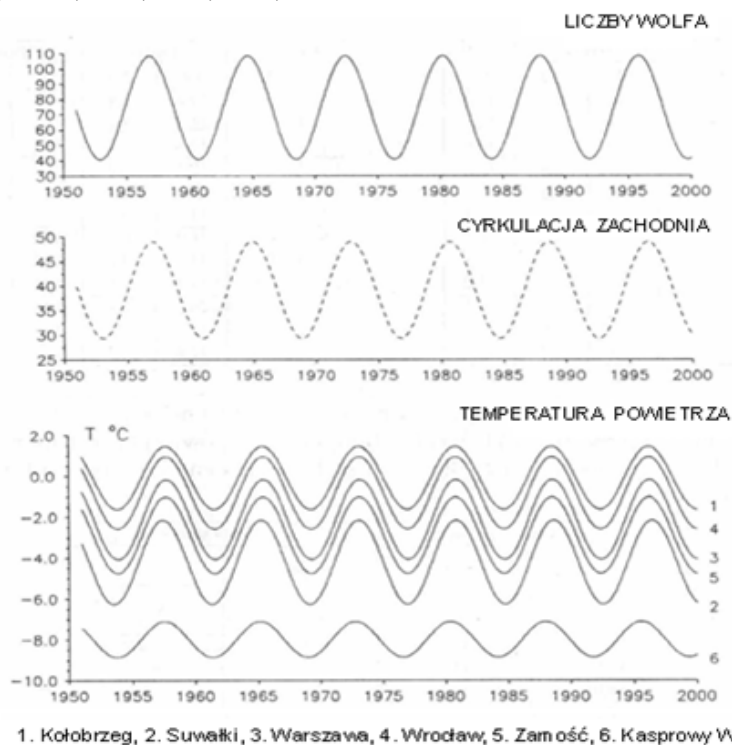
$$T = -2,12 + 1,96 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7} t + 2,37\right), \quad R = 0,30$$

$$[W] = 39,20 + 9,84 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7} t + 3,07\right), \quad R = 0,50$$

$$W = 744 + 3380 \sin\left(\frac{2\pi}{7,8} t - 3,100\right), \quad R = 0,42$$

Dowodem tego jest synchroniczność cykli 8-letnich temperatury powietrza, makrotypu [*W*] cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca *W* (w latach 1951-1990). Maksima

temperatury powietrza, częstości cyrkulacji [W] i aktywności Słońca W przypadają na te same daty: 1958, 1965, 1973, 1981, 1988 .



Rys. 1 Cykl około 8-letni aktywności Słońca (liczb Wolfa), cyrkulacji strefowej zachodniej i temperatury powietrza w zimie w latach 1951-2000 w wybranych miejscowościach w Polsce:

Cykl 11-letni temperatury powietrza i plam słonecznych

Od dawna znana jest cykliczność około 11-letnia temperatury powietrza, wiązana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Okresy 10-13-letnie temperatury powietrza i amplitudy (w $^{\circ}\text{C}$) w wybranych miejscowościach w poszczególnych sezonach i w roku zestawiono w tabeli:

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	\ominus	ΔT	\ominus	ΔT	\ominus	ΔT	\ominus	ΔT	\ominus	ΔT
Warszawa	10,2	0,7	11,2	0,7	10,5	0,2	10,6	0,1	10,4	0,2
	11,9	0,5	12,1	0,4	11,3	0,3	11,4	0,0	11,1	0,3
	12,9	1,0	12,9	0,8	13,1	0,3	11,8	1,0	12,9	0,4
Praga	10,1	1,0	11,2	0,6	9,7	0,4	10,4	0,3	10,3	0,4
	11,8	0,5	12,1	0,3	11,7	0,2	11,1	0,2	11,4	0,2
	12,9	0,8	13,0	0,6	12,8	0,4	11,9	0,2	12,9	0,4
Genewa	11,1	0,4	10,3	0,8	10,6	0,4	10,4	0,4	10,3	0,3
	11,7	0,6	11,2	0,4	11,3	0,3	11,2	0,1	11,1	0,2
	12,4	0,7	12,0	0,2	12,0	0,1	12,5	0,1	11,9	0,1
Anglia	11,1	0,4	10,5	0,3	10,0	0,3	10,3	0,4	10,4	0,1
	11,7	0,6	11,1	0,2	11,1	0,2	11,2	0,2	11,1	0,2
	12,4	0,7	11,6	0,2	12,8	0,4	12,6	0,3	12,5	0,2

Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 10-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie (0,4-1,0 °C) niż w lecie (0,1- 0,4°C). Przyczyn okresów około 11-letnich temperatury powietrza jest niewątpliwie 11-letni cykl aktywności Słońca (i stałej słonecznej), o czym informuje kolejna tabela:

Liczby Wolfa		Stała słoneczna	
Θ	ΔW	Θ	$\frac{\Delta s}{s} \%$
10	48,3	10,1	0,32
10,5	44,7	10,5	0,51
11	60,1	11,1	0,94
12	32,2	11,9	0,29

Oto równanie cyklu 11,1-letniego (średniego w latach 1700-1993) stałej słonecznej:

$$s = 1,9435 + 0,009163 \sin \left(\frac{2\pi}{11,1} t - 1,9549 \right)$$

o minimalnej wariancji resztkowej $\varepsilon^2 = 7,110^{-5}$ i współczynnika korelacji $R = 0,609$.

Zakres zmian stałej słonecznej w cyklu 11,1-letnim stanowi prawie 1% średniej wartości $1,94 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ w latach 1700-1993. W pojedynczych 11-letnich cyklach plam słonecznych stała słoneczna zmienia się maksymalnie o 2,5% (Kondratiev, Nikolski, 1987). Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresem 11,86 lat obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca. Okres ten dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (ΔG , 11,8 lat, $R = 0,40$), całkowitego momentu pędu planet (J , 11,9 lat, $R = 0,75$) i dyspersji masy planet w Układzie Słonecznym (B , 11,9 lat, $R = 0,58$). Należy też podkreślić, że okresowość około 11-letnia występuje w ciągach czasowych (1680-1980) erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze ($\log DVI - \Theta = 11,4$ lat, $R = 0,31$), aktywności wulkanicznej ($\log \frac{DVI}{\Delta t} - \Theta = 11,7$ lat, $R = 0,29$) i odstepu czasu między kolejnymi erupcjami eksplozywnymi ($\Delta t - \Theta = 12,1$ lat, $R = 0,21$). Analogiczna okresowość zmiennych geologicznych, astronomicznych i klimatologicznych świadczy o grawitacyjnych uwarunkowaniach okresowości.

Planetary 178,9- letni cykl temperatury powietrza

Najdłuższe serie pomiarów meteorologicznych wskazują wahania długookresowe (73,1-113,1-letnie) temperatury powietrza w Europie (Warszawa, Praga, Genewa, Anglia). Zmienność temperatury powietrza w tych długich cyklach sięga 1°C. Długie okresy temperatury powietrza (73-113 lat) są skorelowane z podobnymi cyklami zmiennych astronomicznych i geologicznych (Boryczka, 1998).

Istnieje również około 200-letni okres temperatury powietrza, kształtujący klimat w Europie. Okresy około 200-letnie temperatury powietrza w Europie (9 w latach) i zakres ich wahań (ΔT w °C) przedstawia tabela:

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	218,3	1,8	217,5	1,4	208,2	0,3	-	-	223,9	1,1
Genewa	216,6	1,0	-	-	147,4	0,7	177,5	0,6	166,3	0,7
Anglia	170,2	0,6	175,7	0,5	220,8	0,4	197,9	0,5	175,0	0,4

Średni poziom Morza Bałtyckiego w Świnoujściu, wg danych z lat 1811- 1990 opisuje sinusoida o okresie $\Theta = 184,0$ lat, amplitudzie $2b = 6,45$ cm i współczynniku korelacji $R = 0,464$:

$$h = h_0 + 3,225 \sin\left(\frac{2\pi}{184,0} t - 3,1022\right)$$

Okresowość około 200-letnia występuje również w ciągach czasowych aktywności Słońca, erupcji wulkanicznych i parametrów Układu Słonecznego. Cykl 187,8-letni stałej słonecznej opisany jest równaniem sinusoidy regresji o amplitudzie $2b = 0,004168$, co stanowi 0,2% wartości średniej:

$$s = 1,9433 + 0,002084 \sin\left(\frac{2\pi}{187,8} t - 1,0349\right)$$

Sinusoidy regresji o tych długich, około 200-letnich okresach najlepiej aproksymują (spośród elementarnych funkcji) – oczywiście przy minimalnym błędzie standardowym ciągi chronologiczne.

W identyfikacji naturalnych przyczyn globalnych zmian klimatu ogromne znaczenie ma planetarny okres 178,9 lat zmian parametrów Układu Słonecznego – powtarzalność wartości: odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej sił grawitacyjnych, dyspersji masy w Układzie Słonecznym i innych. Okresy około 200-letnie zmiennych astronomicznych i geologicznych charakteryzuje poniższa tabela:

Zmienne	Okres (Θ)	R
Aktywność Słońca (1700—1993)	187,3	0,224
Stała słoneczna (s)	187,8	0,136
Erupcje wulkanów: $\log DVI/\Delta t$	206,7	0,348
Parametry Układu Słonecznego:	-	-
Siła pływowa na Słońcu (ΔG)	170,1	0,19
Moment pędu planet (J)	170,1	0,16
Dyspersja masy Układu Słonecznego (B)	175,7	0,24
Okres obiegu Neptuna	164,7	-
Okres położenia Uran-Neptun	171,5	-

Dla określenia astronomicznych przyczyn współczesnych ochłodzeń i ociepleń klimatu kluczowe znaczenie ma powtórzenie się (z małymi wyjątkami) rocznych wartości liczb Wolfa z lat 1700-1879 po upływie tego właśnie okresu – 178,9 lat. Pokrywają się dwa maksima główne, jedno z przedziału czasu 1700 -1878,9 (rok 1879, $W_{\max} = 154,4$), a drugie – z roku 1957 ($W_{\max} = 189,9$). Analogicznie, po upływie 178,9 lat powtarzają się wartości stałej słonecznej. Po roku 1879 są takie same, jakie były w latach 1700, 1701 Stała słoneczna zmienia się w cyklu rocznym o 6,6%, 11-letnim o 1%, 102-letnim o 0,4% i 187,3-letnim o 0,2%. W cyklu rocznym nadwyżka promieniowania krótkofalowego w zimie (perihelium) kompensowana jest spadkiem w lecie (aphelium). Ilość energii słonecznej padającej na płaszczyznę poziomą na górnej granicy atmosfery w cyklu o częstotliwości $\omega = \frac{2\pi}{\Theta}$

$$s = a_0 + b \sin(\omega t + c)$$

zmienia się w przedziale $a_0 \Theta \pm 2b \omega^{-1}$, gdzie $a_0 = 1,94 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, tj. $1356 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Zakres zmian energii słonecznej $4b \omega^{-1}$ w poszczególnych cyklach stałej słonecznej wynosi:

Okres (lata)	ΔI [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$]
1,0	950
11,1	1425
102,0	5950
187,8	5490

Nadwyżka energii słonecznej, gdy $s > a_0$, jest akumulowana głównie w głębszych warstwach oceanów. Np. w cyklu 102-letnim jest to prawie półroczna suma promieniowania słonecznego padającego na płaszczyznę poziomą na zwrotnikach poza atmosferą ($12\ 000\ \text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$). Na kuli ziemskiej nadwyżka energii słonecznej wynosi: $2\pi R_0^2 b \omega^{-1} = 3,810^{17}$ ($R_0 = 6367,5\ \text{km}$ – średni promień Ziemi). Tym najdłuższym okresem stałej słonecznej, wywołującym wahania energii słonecznej $\pm 2975\ \text{MJ}\cdot\text{m}^{-2} \pm 2745\ \text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, odpowiadają dwa najdłuższe cykle temperatury powietrza w Europie.

Na przykład w Warszawie najdłuższy cykl temperatury powietrza (218,3 lat) wyjaśnia 84% postępującego ocieplenia o $1^\circ\text{C}/100$ lat. Należy się liczyć z odstępstwami od tej regularności (z odstępem 178,9 lat) po największych zbliżeniach Słońca do środka masy Układu Słonecznego (dużych przyspieszeniach Słońca), takich jak w latach 1811 i $1811+178,9 = 1990$. Znane są dwa minima wiekowe aktywności Słońca: Maundera w latach 1640-1710 i Daltona w latach 1790-1830 – o wydłużonych pojedynczych cyklach 1214-letnich oraz dwa maksima z centrami w latach 1760 i 1940 – o skróconych cyklach. Ruch Słońca wokół środka masy Układu Słonecznego odbywa się po orbitach chaotycznych – podczas minimów i uporządkowanych – w czasie maksimów (Charvatova, Strestik, 1994). Według tych autorów pełny cykl wynosi 178,7 lat. Kolejne takie minimum aktywności Słońca wystąpi w połowie przyszłego stulecia i związane z nim będzie ochłodzenie klimatu.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w styczniu i lipcu i gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat w 5 miejscowościach europejskich w styczniu i lipcu: Anglia (1659-1974), Genewa (1768-1980), Praga (1771-1980), Warszawa (1779-1990), Kraków (1826-1990) przedstawiono na rys. 2-11

Ważniejsze wyniki badań

Celem pracy jest określenie tendencji i zakresu cyklicznych zmian temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach na obszarze Europy (w 8 miejscowościach).

Długości serii pomiarowych wynoszą: 315 lat – Anglia środkowa (1659-1973), 213 lat – Genewa (1768-1980), 212 lat – Warszawa (1779-1990), 210 lat – Praga (1771-1980), 165 lat – Kraków (1826-1990), 130 lat – Wrocław (1851-1980), 117 lat – Zurych (1864-1980), 100 lat – Poczdam (1893-1992). Ponadto przeprowadzono analizę statystyczną ciągów chronologicznych średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie (64 lata, 1912-1975) i w Colombo (112 lat, 1869-1980).

Tendencje wiekowe $\frac{\partial T}{\partial t} = A$ temperatury powietrza (w $^\circ\text{C}/100$ lat) w wymienionych przedziałach czasu (średnie) wg trendów liniowych $T = A_0 + At$ podano na wykresach. Tendencji wiekowej wyznaczonej na podstawie danych z różnych przedziałów czasowych nie można bezpośrednio porównywać.

Ogólnie można jednak stwierdzić, że są one dodatnie prawie we wszystkich miesiącach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu miast Europy (i Polski). Szczególnie zimy są w Europie coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie w latach 1779-

1990 stycznie są cieplejsze średnio o $1,15^{\circ}\text{C}/100$ lat, w Krakowie (1826-1990) o $1,7^{\circ}\text{C}/100$ lat, Pradze (1771-1980) o $0,44^{\circ}\text{C}/100$ lat, a w Genewie (1768-1980) o $0,74^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w porze letniej są w niektórych miastach dodatnie lub ujemne. Lipce są np. coraz cieplejsze: w Warszawie o $0,19^{\circ}\text{C}/100$ lat, Krakowie o $0,34^{\circ}\text{C}/100$ lat, Poczdamie o $0,64^{\circ}\text{C}/100$ lat. Natomiast są one coraz chłodniejsze: we Wrocławiu o $0,73^{\circ}\text{C}/100$ lat, Pradze o $0,16^{\circ}\text{C}/100$ lat, Zurychu o $1,08^{\circ}\text{C}/100$ lat, a w Genewie o $0,08^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Tendencja temperatury powietrza w Anglii środkowej w lecie $A = 0,01^{\circ}\text{C}/100$ lat jest prawie zerowa (nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05).

Globalne ocieplenie klimatu w ostatnich dwóch stuleciach jest prawdopodobnie wywołane głównie wzrostem aktywności Słońca (stałej słonecznej) i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi – mniejszą absorpcją promieniowania słonecznego przez pył wulkaniczny zawarty w atmosferze (stratosferze). Aktywność Słońca jest skorelowana z wypadkową sił grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce. Wzrost aktywności w latach 1779- 1993 o $15,3/100$ lat może być spowodowany coraz większą koncentracją masy (planet) w płaszczyźnie ekliptyki (maleje dyspersja masy – ujemny współczynnik regresji).

Tendencje malejące lub zerowe temperatury powietrza w miesiącach letnich nie wspierają hipotezy o antropogenicznych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu. Nie można postępującego ocieplenia klimatu przypisać tylko efektowi cieplarnianemu, wynikającemu ze wzrostu zawartości CO_2 w atmosferze, który pochodzi ze spalania węgla i innych paliw. Hipotezie tej przeczą: cykl roczny i przestrzenne zróżnicowanie tendencji wiekowej (A) temperatury powietrza na obszarze Europy.

Dość duże wartości współczynnika regresji A w miesiącach zimowych mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych, tj. „miejskich wysp ciepła”. Są one prawdopodobnie spowodowane coraz większą akumulacją ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne o małym albedo), głównie w zimie. Należy też zauważyć, że trendy liniowe aproksymują części rosnące planetarnego 178,9 – letniego cyklu temperatury powietrza (od daty minimum absolutnego aktywności Słońca, najslabszego cyklu 13-letniego plam słonecznych 1811-1823, do daty maksimum absolutnego 1957). Praca dotyczy ważnego nie rozwiązane dotąd problemu klimatologii: wyznaczenia składników okresowych (deterministycznych) zmienności klimatu. Cykliczność temperatury powietrza dłuższa od jednego roku badano zwykle w pojedynczych miejscowościach Europy (i Polski), w seriach pomiarowych o różnej długości, odmiennymi metodami, ograniczając się na ogół do samych okresów. Nie znana była dyspersja okresów, amplitud i dat ekstremów cykli o długościach od 1 do 200 lat i czy cykle są synchroniczne na obszarze Europy. Wyłonił się więc problem zbadania, czy pole temperatury powietrza na dużym obszarze jest jednorodne pod względem cykliczności. Zagadnienie to jest dotychczas wszechstronnie opracowane jedynie w przypadku cyklu rocznego. W tym celu wyznaczono metodą „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998) parametry cykli: okresy, amplitudy i fazy. Dla każdej spośród badanych miejscowości wyznaczono widma temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat i porównano je.

Na obszarze Europy (i Polski) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących okresach wahań: 3-4, 7-8, 10-14-letnie i dłuższe. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (zbliżone okresy i zgodność ekstremów cykli), głównie 8-letniego i 11-letniego, implikuje tezę, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie i Polsce.

Zbliżoną okresowością cechuje się cyrkulacja atmosferyczna. Cykl około 8-letni temperatury powietrza (i cyrkulacji atmosferycznej) dominuje dlatego, że prawdopodobnie nakładają się efekty planetarnych sił pływowych na Słońcu, które poprzez zmienność aktywności Słońca – stałej słonecznej – ze znacznie większymi siłami pływowymi Księżyca i Słońca na Ziemi. Pływy atmosfery ziemskiej są dotychczas mało znane ze względu na złożony ruch Księżyca (jego zmienną orbitę). Składowa pionowa siła pływowych księżycowo słonecznych jest mała w porównaniu z przyspieszeniem ziemskim i powoduje niewielkie zmiany grubości atmosfery (rozciąganie). Natomiast składowa pozioma, działająca przez dłuższy czas odgrywa prawdopodobnie znaczną rolę w cyrkulacji wód oceanicznych (prądów morskich, w tym El Nino) i przemieszczaniu się wyżów i niżów.

Od dawna znana jest cykliczność 11-letnia temperatury powietrza, wiązana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie ($0,41,0^{\circ}\text{C}$) niż w lecie ($0,1-0,4^{\circ}\text{C}$). Wahania temperatury są wywołane bezpośrednio cyklem 11,1-letnim stałej słonecznej, której zakres zmian wynosi 1% średniej wartości $1,94 \text{ cal cm}^{-2}\text{min}^{-1}$ (w latach 1700-1993). W pojedynczych cyklach plam słonecznych stała słoneczna zmienia się maksymalnie o 2,5% (Kondratiev, Nikolski, 1970).

Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresem 11,86-letnim obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca. Okres ten dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat, $R = 0,40$), dyspersji masy planet (11,9 lat, $R = 0,58$).

Należy też podkreślić, że okresowość 11-letnia występuje w ciągach czasowych eksplozywnych erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze $\log DVI - 11,4$ lat ($R = 0,3$), aktywności wulkanicznej $\log \frac{DVI}{dt} - 11,7$ lat ($R = 0,29$) odstepu czasu między kolejnymi erupcjami $-12,1$ lat ($R = 0,21$).

Analogiczna okresowość zmiennych: geologicznych, astronomicznych i klimatologicznych świadczy o grawitacyjnych uwarunkowaniach okresowości klimatu.

W identyfikacji naturalnych przyczyn globalnych zmian klimatu ogromne znaczenie ma planetarny okres 178,9-letni zmian parametrów Układu Słonecznego. Po upływie 178,9 lat powtarzają się wartości: odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej siły grawitacyjnych, dyspersji masy Układu Słonecznego i innych.

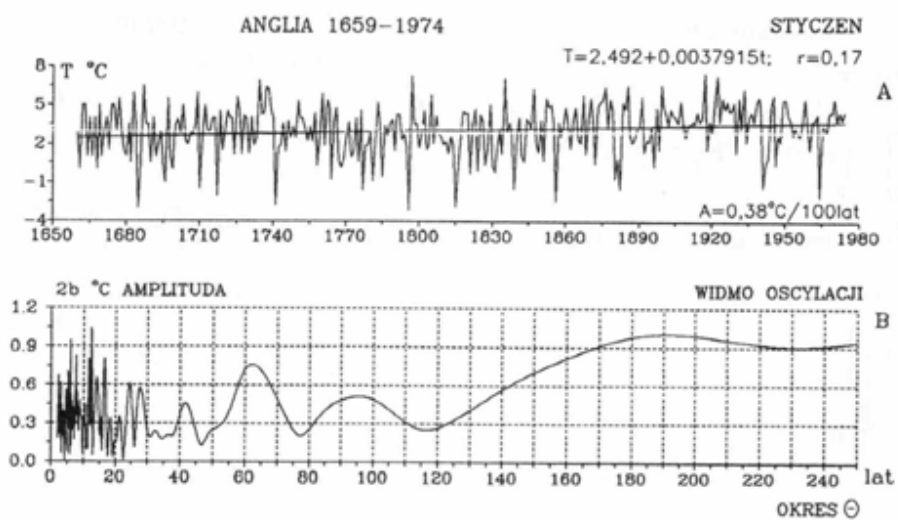
Kluczowe znaczenie ma powtórzenie się liczb Wolfa z lat 1700-1878,9 po upływie 178,9 lat. Pokrywają się dwa maksima absolutne: jedno (rok 1878, $W_{\max} = 154,4$) z przedziału czasu 1700-1878,9, a drugie (rok 1957, $W_{\max} = 189,9$) – po upływie 178,9 lat.

Cykliczność około dwuwiekowa występuje również w najdłuższych seriach pomiarów temperatury powietrza. Na przykład najdłuższy cykl 218,3 lat średniej temperatury w zimie wyjaśnia 84% postępującego ocieplenia klimatu w tym sezonie o $1^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Dotychczasowe badania wykazują, że naturalne ochłodzenia i ocieplenia klimatu występowały od dawna – od kilkunastu tysięcy lat (w całym holocenie, sprzed 10 tys. lat). Świadczą o tym wahania paleotemperatury, tj. stosunku izotopów tlenu $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ w osadach morskich i jeziornych oraz w rdzeniach lodowców. Wskazują na to także wahania zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach polskich jezior (Boryczka, Wicik, 1994).

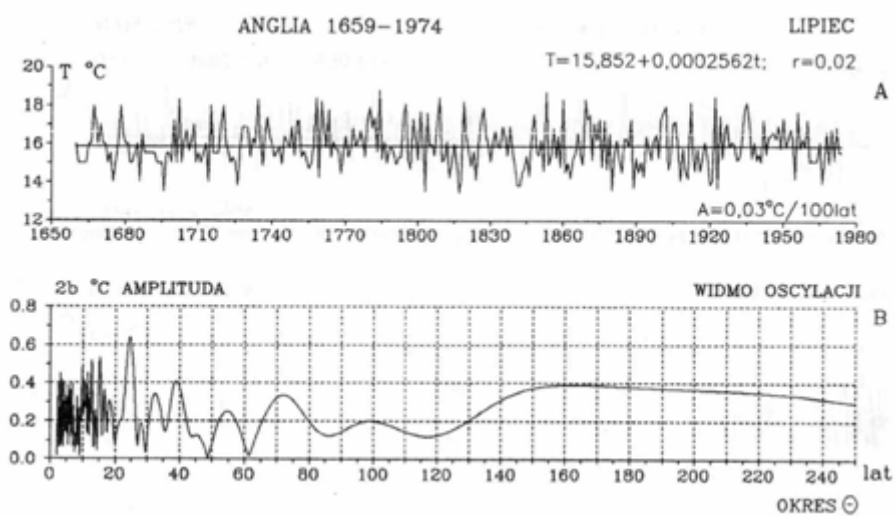
Zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii (1659-1974), Genewie (1768-1980), Pradze (1771-1980), Warszawie (1779-1990) i Krakowie (1826-1990) w styczniu

i lipcu (tendencje wiekowe w °C/100 lat i gęste widma oscylacji w paśmie 2,1-250 lat) przedstawiono na rys. 2-11.



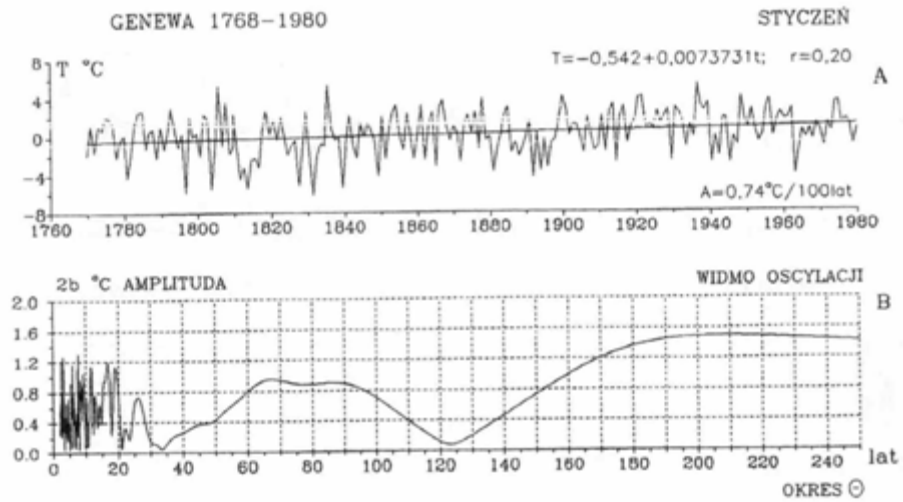
Rys. 2. Temperatura powietrza w Środkowej Anglii (1659-1974) – styczeń, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,38, ^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat

Fig. 2. Air temperature in Central England (1659-1974) – January, A. The tendency of secular: $A=0.28 ^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years

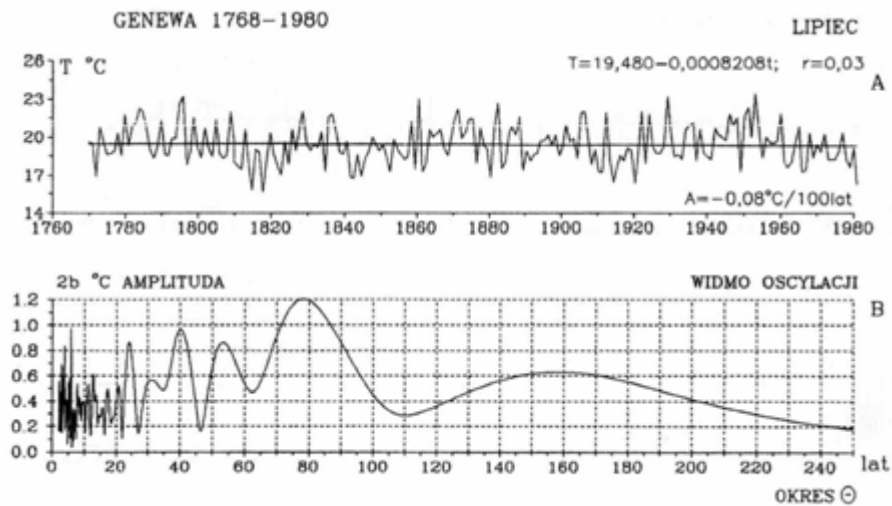


Rys. 3. Temperatura powietrza w Środkowej Anglii (1659-1974) – lipiec, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,10 ^{\circ}\text{C}/100$ lat, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat

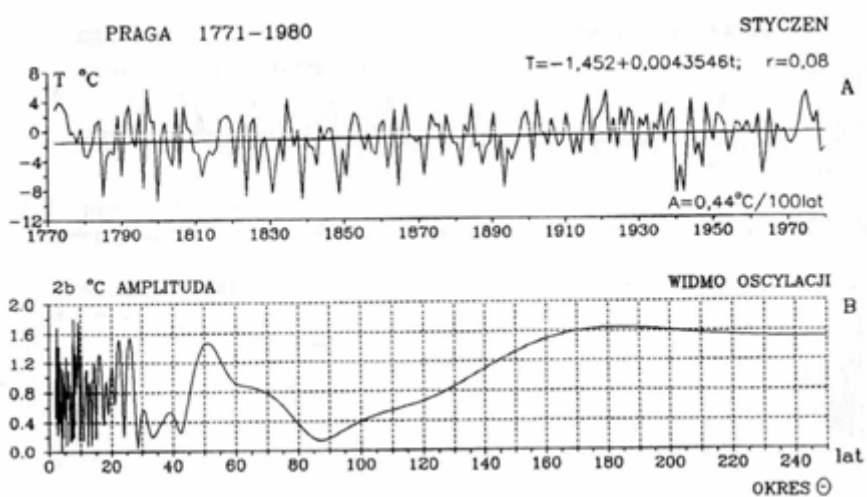
Fig. 3. Air temperature in Central England (1659-1974) – July, August
A. The tendency of secular: $A=0.10 ^{\circ}\text{C}/100$ years, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



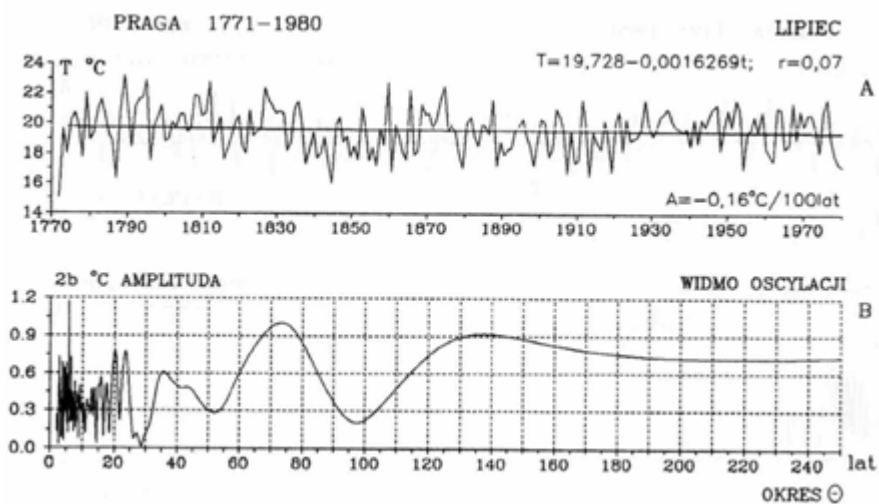
Rys. 4. Temperatura powietrza w Genewie (1768-1980) – styczeń, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,74^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 4. Air temperature in Geneva (1768-1980) – January, A. The tendency of secular: $A=0.74$, February $A = 0.29^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



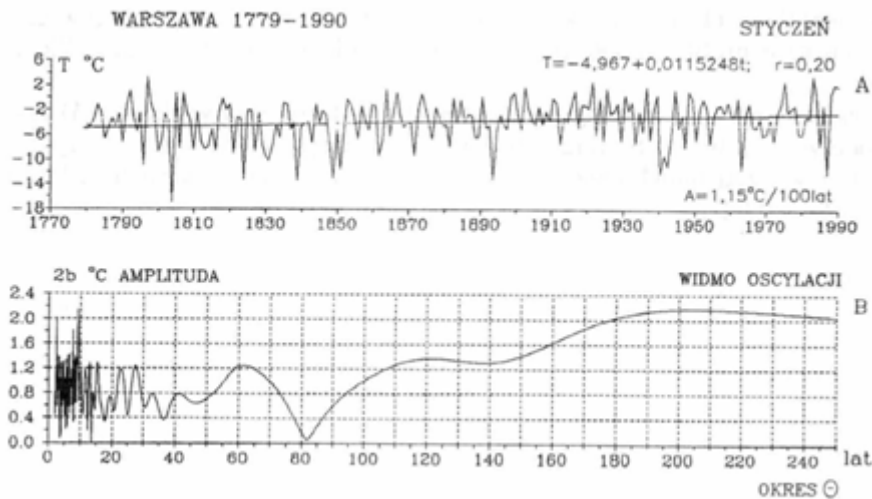
Rys. 5. Temperatura powietrza w Genewie (1768-1980) – lipiec, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0,64^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 5. Air temperature in Geneva (1768-1980) – July, A. The tendency of secular: $A=0.64$, °C/100 years, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



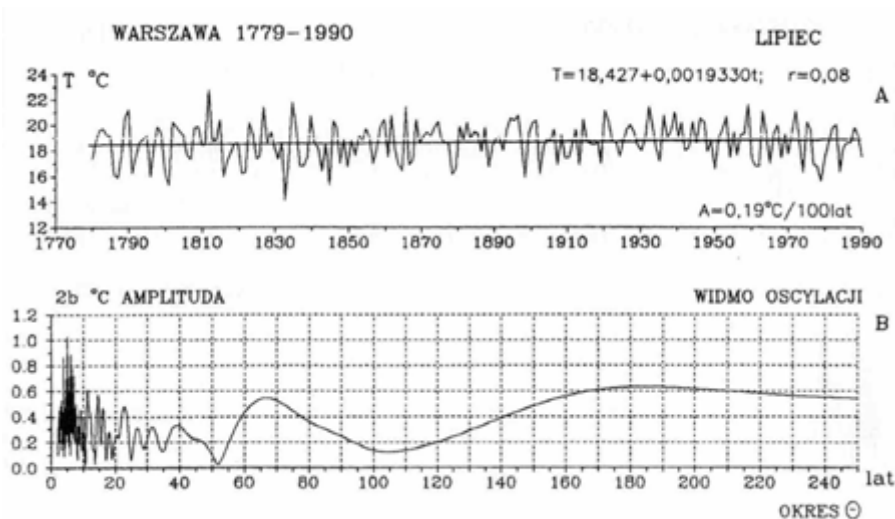
Rys. 6. Temperatura powietrza w Pradze (1771-1980) – styczeń, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0.44^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 6. Air temperature in Praha (1771-1980) – January, A. The tendency of secular: $A=0.44^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



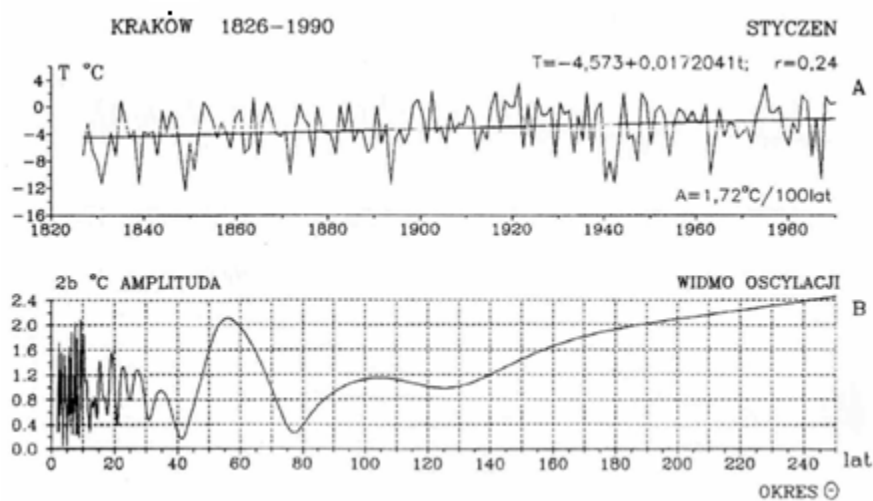
Rys. 7. Temperatura powietrza w Pradze (1771-1980) – lipiec, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=-0.16^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B. Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 7. Air temperature in Praha (1771-1980) – July, A. The tendency of secular: $A=0.16^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



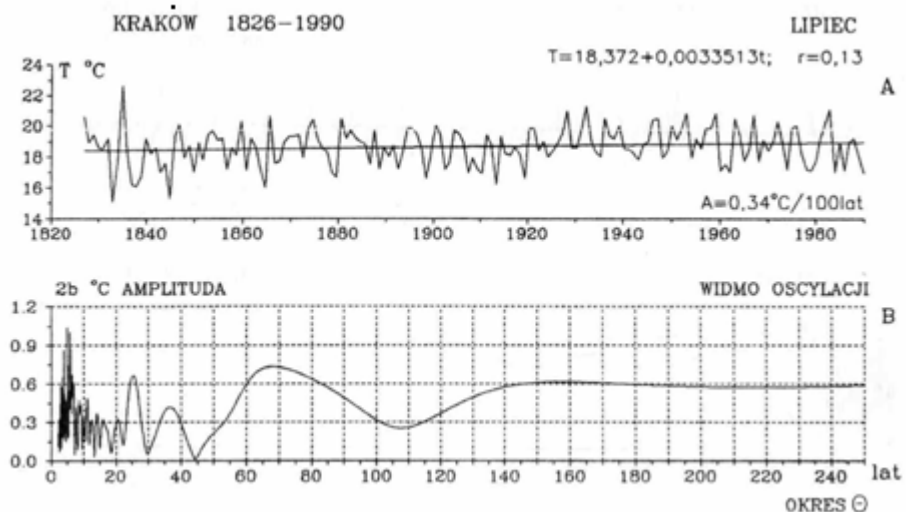
Rys. 8. Temperatura powietrza w Warszawie (1779-1990) – styczeń, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=1.15^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 8. Air temperature in Warsaw (1779-1990) – January, A. The tendency of secular: $A=1.15^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



Rys. 9. Temperatura powietrza w Warszawie (1779-1990) – lipiec, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=0.19^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 9. Air temperature in Warsaw (1779-1990) – July, A. The tendency of secular: $A=0.19^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



Rys. 10. Temperatura powietrza w Krakowie (1826-1990) – styczeń, A. Tendencje wiekowych zmian: $A=1,72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 10. Air temperature in Cracow (1826-1990) – January, A. The tendency of secular: $A=1.72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years



Rys. 11. Temperatura powietrza w Krakowie (1826-1990) – lipiec, A. Tendencje wiekowych zmian $A=0,34\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, B Gęste widmo oscylacji w paśmie 2,1-250 lat
Fig. 11. Air temperature in Cracow (1826-1990) – July, A. The tendency of secular: $A=0.34\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$, B. Dense spectrum of oscillation in the strip 2,1-250 years

3.13. Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie

Tom XIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 283

Trzynasty tom *Atlasu* jest poświęcony wyłącznie wynikom badań cykliczności zmian klimatu Europy ze szczególnym uwzględnieniem Polski. Dane pochodzą przede wszystkim z sieci pomiarowej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, a także z innych krajów europejskich – z lat 1659-1995 (temperatura powietrza) i 1861-1990 (opady atmosferyczne).

W tomie XIII pt. *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie* znacznie rozszerzono zakres badań zmian klimatu na podstawie długiego ciągu chronologicznego Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*, 1825-1997) jako wskaźnika globalnych zmian klimatu. Po raz pierwszy wyznaczono krótkie cykle ciśnienia atmosferycznego i ekstremalnych wartości temperatury powietrza (maksymalnej i minimalnej w Warszawie w ostatnim 30-leciu 1966-1995).

Treść XIII tomu *Atlasu* nawiązuje głównie do trzech ostatnich części, dotyczących cykliczności i tendencji aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie (cz. X. 1997) i temperatury powietrza w Europie w sezonach, półroczach i roku (cz. XI. 1998) oraz w poszczególnych miesiącach (cz. XII. 1999). Razem stanowią one integralną całość.

Na obszarze Europy (i Polski) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących okresach wahań: 3-4, 7-8, 10-14-letnie i dłuższe. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (zbliżone okresy i zgodności ekstremów cykli, głównie 8-letniego i 11-letniego) implikują tezę, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie i Polsce.

Dominujący cykl około 8-letni temperatury powietrza w zimie w Polsce i Europie jest wywołany analogiczną cyklicznością cyrkulacji strefowej (*NAO*) – równoleżnikowego transferu ciepła z południa na północ z ciepłego w zimie Atlantyku. Taką samą 8-letnią cyklicznością cechuje się przyspieszenie Słońca w jego ruchu wokół środka masy Układu Słonecznego. Dotychczas nie wiadomo jednak, jaki jest mechanizm tych oddziaływań planetarnych na klimat Ziemi.

Od dawna znana jest cykliczność 11-letnia temperatury powietrza. Zakres wahań temperatury powietrza w tym cyklu w zimie (0,4-1,0°C) jest dwukrotnie większy niż w lecie (0,1-0,4°C). Wahania temperatury są wywołane bezpośrednio cyklem 11-letnim stałej słonecznej. Nie są one zbyt duże ze względu na powolne przenikanie ciepła podczas maksimów w głąb gruntu i głębszych warstw wód oceanicznych.

Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresem 11,86-letnim obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca. Okres ten dominuje w ciągach czasowych wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat) i dyspersji masy planet (11,9) względem płaszczyzny ekliptyki.

Interesujące jest, że okresowość 11,4-letnia występuje w ciągach czasowych zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (wskaźnika *DVI* – dust veil index).

W identyfikacji naturalnych przyczyn globalnych zmian klimatu ogromne znaczenie ma planetarny okres 178,9-letni zmian parametrów Układu Słonecznego. Po upływie 178,9 lat powtarza się konfiguracja 9 planet, a tym samym: odległości środka masy Słońca od Słońca, przyspieszenie Słońca, wypadkowa siła grawitacyjnych, dyspersji masy w Układzie Słonecznym i inne.

Kluczowe znaczenie ma powtarzanie się liczb Wolfa z lat 1700-1878,9, po upływie 178,9 lat. Pokrywają się dwa maksima absolutne: jedno (rok 1878, $W_{\max} = 154,4$) z przedziału 1700-1878,9, a drugie (rok 1957, $W_{\max} = 189,9$) – po upływie 178,9 lat.

Cykliczność około dwuwiekowa występuje również w najdłuższych seriach pomiarowych temperatury powietrza (Anglia Środkowa 1659-1973, Warszawa, 1773-2000). Najdłuższy cykl około dwuwiekowy temperatury w Warszawie wyjaśnia 84% postępującego ocieplenia w zimie 1°C/100 lat. Analogiczną cyklicznością cechują się ciągi chronologiczne stosunku izotopów tlenu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ w osadach głębokomorskich, a także zawartość substancji organicznych i węglanów wapnia w osadach polskich jezior.

Wykryte okresy temperatury powietrza – obecne w ciągach chronologicznych zmiennych astronomicznych umożliwiają prognozowanie naturalnego składnika zmian klimatu Europy (i Polski). Wiarygodne są sondaże przyszłości (po rok 2100) na podstawie interferencji cykli temperatury powietrza, synchronicznych z cyklami stałej słonecznej, skorelowanej ze zmianami parametrów Układu Słonecznego.

SPIS TREŚCI (13)

I	WPROWADZENIE	7
II	CYKLICZNE ZMIANY AKTYWNOŚCI SŁOŃCA W OSTATNICH STULECIACH (1700-1993)	14
1.	Daty minimów i maksimów plam słonecznych w cyklu 11-letnim	14
2.	Okresy liczb Wolfa wyznaczone metodą "sinusoid regresji"	17
3.	Okresy wiekowe i dwuwiekowe aktywności Słońca	18
III	CYKLICZNE WAHANIA OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ (NAO) W LATACH 1825-1997	21
1.	Okresowe zmiany Oscylacji Północnoatlantycznej	21
2.	Tendencje Oscylacji Północnoatlantycznej	24
IV	CYKLICZNE WAHANIA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W EUROPIE (1891-1984)	55
1.	Cykle cyrkulacji wschodniej	56
2.	Cykle cyrkulacji zachodniej	58
3.	Cykle cyrkulacji południkowej	59
4.	Cykle cyrkulacji cyklonalnej	61
5.	Cykle cyrkulacji strefowej	63
V	OKRESOWE ZMIANY CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO W WARSZAWIE W TRZYDZIESTOLECIU 1966-1995	67
1.	Cykl roczny ciśnienia atmosferycznego	87
2.	Tendencje ciśnienia atmosferycznego	68
3.	Cykliczne zmiany ciśnienia atmosferycznego	69
VI.	OKRESOWE ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE W OSTATNICH STULECIACH (1659-1990)	133
1.	Cykle około 4-5-letnie temperatury powietrza	134
2.	Cykle około 7-8-letnie temperatury powietrza	135
3.	Cykle około 10-12-letnie temperatury powietrza	135
4.	Cykle około 100-200-letnie temperatury powietrza	138
VII.	OKRESOWE ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W 30-LECIU (1966-1995) i 210-LECIU (1779-1990)	141
1.	Cykl roczny temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1979	142
2.	Tendencja temperatury powietrza w 30-leciu 1966-1995 i 210-leciu 1779-1990	145
3.	Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1990	146
VIII.	OKRESOWE ZMIANY OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE (1850-1990)	248
1.	Wielookresowa zmienność opadów atmosferycznych	250
2.	Krótkookresowa zmienność opadów atmosferycznych (3,4-5,3 lat)	252
3.	Okres 11-letni sezonowych sum opadów	253
4.	Okresowość 28,5-43,5-letnia opadów (cykl Brücknera)	254

IX.	SYNCHRONICZNOŚĆ KRÓTKICH CYKLI KLIMATU MIAST W EUROPIE	256
1.	Okresowość około 4-letnia temperatury powietrza, opadów i cyrkulacji atmosferycznej	256
2.	Okresowość około 8-letnia temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca	257
3.	Cykl około 11-letni temperatury powietrza, opadów i aktywności Słońca	259
4.	Nakładanie się cykli aktywności Słońca, cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza i opadów	261
X.	ZAKOŃCZENIE	265
	LITERATURA	272
	SUMMARY	276

Synchroniczność krótkich cykli klimatu miast w Europie

Spór naukowy, czy rytmy klimatyczne są realne, trwa już prawie 100 lat, od ukazania się publikacji E. Brücknera (1890) o 35-letnim rytmie klimatycznym. E. Brückner uzasadniał, że istnieje jeden rytm, którego długość ma rozkład gaussowski o wartości średniej 35 lat. Okazało się, że widma wyznaczone metodami statystycznymi zawierają więcej rytmów klimatycznych.

W badaniach współczesnych zmian klimatu ważnym problemem jest wykrycie prawdziwych, naturalnych okresów klimatycznych, astronomicznych i geologicznych.

Analogiczna okresowość „skutków” i domniemanych „przyczyn” umożliwia identyfikację naturalnych czynników wywołujących przy udziale składnika losowego (cyrkulacji atmosferycznej) głównie ochłodzenia i ocieplenia klimatu Ziemi.

Okresowość około 4-letnia temperatury powietrza, opadów i cyrkulacji atmosferycznej

Ciągi czasowe temperatury powietrza w Europie cechują się okresowością około 4-letnią o zakresie zmian $\Delta T = 2b$ (tab. 1).

Tabela 1. Okresy około 4-letnie temperatury powietrza w niektórych miastach Europy
Table 1. The close-to-4-year periods of air temperature in some European towns

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	3,5	1,18	4,0	0,75	3,9	0,78	4,7	0,66	4,7	0,51
Praga	3,5	1,21	4,4	0,55	3,9	0,61	4,7	0,65	4,7	0,41
Genewa	3,8	0,65	3,9	0,48	3,9	0,53	3,7	0,47	3,9	0,29
Anglia	3,8	0,48	3,7	0,29	3,1	0,36	4,3	0,29	5,2	0,21

Analogiczna okresowość 3,0-4,8 -letnia występuje w seriach sezonowych i rocznych opadów atmosferycznych (tab. 2).

Tabela 2. Okresy 3,0-4,8-letnie opadów atmosferycznych w wybranych miejscowościach w Polsce (1861–1990)

Table 2. The 3,0-4,8 year long periods of atmospheric precipitation in selected localities in Poland (1861–1990)

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	4,8	21,00	3,6	25,00	3,4	40,00	2,6	21,80	3,6	68,60
Kraków	4,0	16,40	3,5	35,00	2,9	54,80	3,4	36,40	3,4	61,20
Wrocław	3,5	15,80	3,0	24,00	3,2	38,00	3,7	27,40	3,3	65,60

Zakres zmian w stosunku do sum sezonowych np. w Warszawie wynosi:

Zima		Lato	
$\bar{P} = 98 \text{ mm}$	$\frac{\Delta P}{\bar{P}} = 21,4\%$	$\bar{P} = 216 \text{ mm}$	$\frac{\Delta P}{\bar{P}} = 11,6\%$

Taką samą okresowość ma cyrkulacja atmosferyczna i makrotyp *E*, południkowa (wg klasyfikacji Wangenheima-Girsa, 1891-1976) i typy cyklonalne (wg Osuchowskiej-Klein, 1901-1975). Okresy (Θ) i współczynniki korelacji (R) podano w tabeli 3

Tabela 3 Okresy 2,8 – 4,4-letnie cyrkulacji atmosferycznej
Table 3. The 2,8 – 4,4 year long periods of atmospheric circulation`

	Cyrkulacja		Wiosna		Lato		Jesień	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Makrotyp E	3,0	0,28	3,0	0,25	4,4	0,21	2,9	0,22
Południkowa	3,0	0,28	3,3	0,32	4,3	0,29	2,8	0,32
Cyklonalna	4,2	0,29	3,5	0,30	2,8	0,33	3,4	0,30

Podobna okresowość 3,1 i 5,5-letnia o amplitudzie $\Delta h = 2,2$ i $2,9$ cm występuje w ciągach czasowych średniego poziomu Morza Bałtyckiego, a cykl 3,1-letni maksymalnych rocznych poziomów ma największą amplitudę $\Delta h_{\max} = 12,5$ cm (Kozuchowski, Boryczka, 1997).

Okresowością 3,4-5,0-letnią wyróżniają się również odpływy rzeki Göty-Alv (1807–1979), odpływy Wisły (Jokiel, Kozuchowski, 1989, Gutry-Korycka, Boryczka, 1990), zlodzenia Bałtyku (Kozuchowski, 1994). Istnieje także 3,0-letni cykl erupcji wulkanów (*DVI*).

Trzeba zaznaczyć, że przyczyną tych około 4-letnich okresów jest prawdopodobnie najsilniejszy okres 4,0-letni ($R = 0,37$) planetarnych sił pływowych na Ziemi w latach 1700-2000, które sumują się ze znacznie większymi siłami pływowymi Księżyca i Słońca. Nieobecność tego okresu w widmie aktywności Słońca wskazuje, że jest to cykl pływów atmosfery.

Okresowość około 8-letnia temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza duzych amplitudach $\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$ (tab. 4).

Tabela 4. Okresowość około 8-letnia temperatury powietrza w Europie (ΔT w °C)
Table 4. The close-to-8-year periodicity of air temperature in some Europe (ΔT in °C)

Miejscowości	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	8,3	1,52	7,8	0,81	7,1	0,57	6,5	0,62	7,7	0,59
Praga	7,7	1,23	6,9	0,71	8,4	0,45	7,5	0,43	7,8	0,48
Genewa	8,5	0,68	7,8	0,53	7,8	0,41	6,8	0,47	7,4	0,4
Anglia	7,7	0,49	6,9	0,31	8,3	0,29	7,3	0,36	7,4	0,26

Zakres wahań temperatury powietrza np. w Warszawie w zimie w cyklu 8,3-letnim wynosi $\Delta T = 1,5^{\circ}\text{C}$, a średniej rocznej (okres 7,7 lat) – $0,6^{\circ}\text{C}$.

Zbliżoną okresowością cechuje się cyrkulacja atmosferyczna (tab. 5).

Tabela 5. Okresowość około 8-letnia makrotypów cyrkulacji E , W , południkowej C , typów cyklonalnych i indeksu cyrkulacji strefowej

Table 5. The close-to-8-year periodicity of the macrotypes of E , W , and meridional C circulation, the cyclonal types and the index of zonal circulation

Cyrkulacja	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Makrotyp E	7,4	0,26	7,7	0,22	7,0	0,17	7,7	0,31	8,0	0,20
Makrotyp W	7,6	0,2	9,0	0,27	6,3	0,28	7,6	0,32	9,4	0,26
Południkowa C	7,6	0,32	8,9	0,3	6,9	0,21	6,5	0,25	7,8	0,26
Typy cyklonalne	7,4	0,41	5,4	0,31	7,9	0,28	6,9	0,18	8,5	0,24
Strefowa	7,8	0,28	8,3	0,29	8,9	0,16	7,7	0,21	8,9	0,19

Cykle 7,7-8,3-letnie temperatury w Europie (w zimie) są kształtowane głównie zbliżoną cyklicznością 7,4-letnią typów cyklonalnych ($R = 0,41$) i 7,6-letnią cyrkulacji południkowej ($R = 0,32$).

Okresowość 7,7-letnią temperatury powietrza stwierdzono także w Alpach (Lorenz, 1994), a wcześniej w kilkudziesięciu seriach europejskich (Malcher, Schönwiese, 1987). Okres 7,8-letni występuje również w serii pomiarów (od 1720 roku) zlodowacenia Bałtyku (Kozuchowski, 1994).

W ciągach czasowych liczb Wolfa w latach w latach 1749-1993 i 1700-1993 występują okresy: 8,1 i 8,5 lat, o amplitudzie $\Delta W = 2b = 21,2$ i 23,5. Wskaźnik zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (DVI) ma okres 7,9 lat.

Taki sam okres stwierdzono w zmienności parametrów Układu Słonecznego w latach 1700-2000: przyspieszenie Słońca – 7,8 lat oraz planetarnych sił pływowych na Słońcu.

Istotny wpływ na cyrkulację atmosferyczną może mieć 8,85-letni okres obiegu po orbicie Księżyca linii perygeum–apogeum. Składowa pozioma wypadkowej sił pływowych Księżyca i Słońca jest znacząca i prawdopodobnie powoduje cykliczność około 8-letnią cyrkulacji atmosferycznej.

Cykl około 8-letni temperatury powietrza (cyrkulacji atmosferycznej) dominuje dlatego, że nakładają się efekty planetarnych sił pływowych na Słońcu (poprzez zmienność aktywności Słońca – stałej słonecznej) ze znacznie większymi siłami pływowymi Księżyca i Słońca. Pływy atmosfery ziemskiej są dotychczas mało znane ze względu na złożony ruch Księżyca (jego zmienną orbitę). Składowa pionowa sił pływowych księżycowo-słonecznych jest mała w porównaniu z przyspieszeniem ziemskim i powoduje niewielkie zmiany grubości atmosfery (rozciąganie). Natomiast składowa pozioma, działająca przez dłuższy czas, odgrywa prawdopodobnie znaczną rolę w cyrkulacji wód oceanicznych (prądów morskich, w tym El Niño) i przemieszczaniu się wyżów i niżów (Boryczka, 1998).

Cykl około 11-letni temperatury powietrza, opadów i aktywności Słońca

Od dawna znana jest cykliczność około 11-letnia temperatury powietrza, wiązana

z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Okresy 10-13-letnie temperatury powietrza i amplitudy (w °C) w wybranych miejscowościach, w poszczególnych sezonach i w roku zestawiono w tab. 6.

Tabela 6. Cykle około 11-letnie temperatury powietrza i amplitudy $\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$ w wybranych miejscowościach Europy

Table 6. The close-to-11-year cycles of air temperature and amplitude $\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$ in selected localities of Europe

Miejscowość	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	10,2	0,7	11,2	0,7	10,4	0,2	10,6	0,4	10,5	0,2
	11,9	0,5	12,1	0,4	11,3	0,3	11,4	0,2	11,1	0,3
	12,9	1,0	12,9	0,8	13,3	0,3	11,8	0,2	12,9	0,4
Praga	10,1	1,0	11,2	0,6	9,7	0,4	10,4	0,5	10,3	0,4
	11,8	0,5	12,1	0,3	11,7	0,2	11,1	0,2	11,4	0,2
	12,9	0,8	13,0	0,6	12,8	0,4	11,9	0,2	12,9	0,4
Genewa	11,1	0,4	10,3	0,8	10,6	0,4	10,4	0,4	10,3	0,3
	11,7	0,6	11,2	0,4	11,3	0,3	11,2	0,1	11,1	0,2
	12,4	0,7	12	0,2	12	0,1	12,5	0,1	11,9	0,2
Anglia	11,1	0,4	10,5	0,3	10,0	0,3	10,3	0,4	10,1	0,1
	11,7	0,6	11,1	0,2	11,1	0,2	11,2	0,2	11,1	0,2
	12,4	0,7	11,6	0,2	12,8	0,4	12,6	0,3	12,5	0,2

Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie (0,4-1,0 °C) niż w lecie (0,1-0,4°C).

Okazało się, że istotna statystycznie jest również okresowość około 11-letnia sezonowych sum opadów atmosferycznych w Polsce (tab. 7).

Tabela 7. Okresy około 11-letnie i amplitudy względne ($\Delta P = P \cdot \bar{P}^{-1}$, %) sezonowych i rocznych sum opadów atmosferycznych w wybranych miejscowościach w Polsce (1861-1990)

Table 7. The close-to-11-year cycles and relative amplitude ($\Delta P = P \cdot \bar{P}^{-1}$, %) of the seasonal and annual precipitation sums in selected localities in Poland (1861-1990)

Miejscowości	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔT	Θ	ΔP	Θ	ΔP
Warszawa	10,1	25,9	12,0	23,7	11,2	13,8	10,2	10,6	11,3	9,5
Kraków	9,8	12,3	10,2	18,7	10,3	12,9	10,9	17,1	9,8	5,4
Wrocław	9,9	17,4	10,2	27,4	9,7	16,7	9,9	13,2	9,8	13,9

Zakres zmienności sezonowych sum opadów atmosferycznych w cyklach 9,8-12,0 lat w stosunku do średnich wartości z lat 1861-1990 (\bar{P}) jest duży – w zimie przekracza 1/4 część sumy \bar{P} . Amplitudy względne ($(P_{\max} - P_{\min}) \cdot \bar{P}^{-1}$) na ogół są większe w zimie niż w lecie, w przypadku sum rocznych zawierają się w przedziale 5,4-13,9%. Przyczyną okresów około 11-letnich temperatury powietrza i opadów atmosferycznych jest niewątpliwie 11-letni cykl aktywności Słońca (i stałej słonecznej, tab. 8).

Tabela 8. Cykle około 11-letnie liczb Wolfa i stałej słonecznej w latach 1700–1993
Table 8. The close-to-11-year cycles of the Wolf numbers and the solar constant (1700–1993)

Liczby Wolfa`		Stała słoneczna	
Θ	ΔW	Θ	$\frac{\Delta s}{s}$ %
10,0	48,3	10,1	0,32
10,5	44,7	10,5	0,51
11,0	60,1	11,1	0,94
12,0	32,2	11,9	0,29

Oto równanie cyklu 11,1-letniego (średniego w latach 1700–1993) stałej słonecznej.

$$s = 1,9435 \cdot 0,009163 \sin\left(\frac{2\pi}{11,1} t - 1,9549\right)$$

o minimalnej wariancji resztkowej $\varepsilon^2 = 7,1 \cdot 10^{-5}$ i współczynnika korelacji $R = 0,609$.

Zakres zmian stałej słonecznej w cyklu 11,1-letnim stanowi prawie 1% średniej wartości $1,94 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ w latach 1700-1993. W pojedynczych 11-letnich cyklach plam słonecznych stała słoneczna zmienia się maksymalnie o 2,5% (Kondratiev, Nikolski, 1970).

Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresem 1,86 lat obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca. Okres ten dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat, $R = 0,40$), całkowitego momentu pędu planet (11,9 lat, $R = 0,75$) i dyspersji masy planet w Układzie Słonecznym (11,9 lat, $R = 0,58$).

Należy też podkreślić, że okresowość około 11-letnia występuje w ciągach czasowych (1680–1980) erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze $\log DVI - \Theta = 11,4$ lat, $R = 0,31$; aktywności wulkanicznej $\log \frac{DVI}{\Delta t} - \Theta = 11,7$ lat, $R = 0,29$ i odstępu czasu Δt między kolejnymi erupcjami eksplozywnymi $- \Theta = 12,1$, $R = 0,21$.

Analogiczna okresowość zmiennych geologicznych, astronomicznych i klimatologicznych świadczy o grawitacyjnych uwarunkowaniach okresowości.

Nakładanie się cykli aktywności Słońca, cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza i opadów

Cykle liczby plam słonecznych (W), cyrkulacji atmosferycznej (wschodniej C_E , zachodniej C_W , południkowej C), temperatury powietrza (T) i opadów atmosferycznych (P) i trendy czasowe, które są ich wypadkową, wskazują, iż zmiany klimatu Europy (i Polski) w XIX i XX wieku były kształtowane głównie przez aktywność Słońca (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni, 1992).

Minimum absolutne aktywności Słońca przypada na najsłabszy cykl pojedynczy 1811–1823, a maksimum – na najsilniejszy cykl 1959–1964. Maksimum aktywności Słońca 189,9 wystąpiło w roku 1957. Te ekstrema absolutne liczby plam słonecznych były wywołane nałożeniem się 4 głównych cykli. Oto daty minimów i maksimów tych sinusoid regresji:

	Minima	Maksima
$W = 50,41 + 27,45 \sin\left(\frac{2\pi}{11} t + 1,071\right)$,	1810	1959
$W = 50,17 + 12,80 \sin\left(\frac{2\pi}{59} t - 1,901\right)$,	1811	1959
$W = 48,09 + 18,84 \sin\left(\frac{2\pi}{91} t + 0,012\right)$,	1817	1954
$W = 46,51 + 9,856 \sin\left(\frac{2\pi}{178} t - 1,32\right)^*$	1871	1960

*dane z lat 1700–1978

Liczba plam słonecznych cechuje się stałą tendencją wzrostową $\frac{\partial W}{\partial t} = 8/100$ lat.

Minimum absolutne średniej rocznej temperatury powietrza $T_{\min} = 6,5$ °C (wg trendu $F(t)$) przypada na rok 1823, w którym wystąpiło minimum absolutne aktywności Słońca (1811-1823 – najslabszy cykl). Maksimum absolutne $T = 8,5$ °C nieco wyprzedza datę maksimum absolutnego aktywności Słońca (1957).

Temperatura powietrza, podobnie jak aktywność Słońca w ostatnich dwóch stuleciach wzrosła o 0,6 °C/100 lat:

$W = 36,10 + 0,0803 t$	1700–1978
$T = 6,88 + 0,0058 t$	1779–1979

Ten stały wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie jest wynikiem nakładania się naturalnych cykli – głównie 89 lat i 194 lat. To postępujące ocieplenie klimatu w XVIII-XX wieku jest prawdopodobnie uwarunkowane wzrostem aktywności Słońca. Temperatura powietrza jest dodatnio skorelowana z liczbą plam słonecznych.

Cykle rocznych wartości: temperatury powietrza – 60 lat, aktywności Słońca – 59 lat i cyrkulacji atmosferycznej – 61 lat są synchroniczne:

	$t = 0$
$T = 7,45 + 0,133 \sin\left(\frac{2\pi}{60} t + 1,363\right)$	1778
$W = 50,17 + 12,80 \sin\left(\frac{2\pi}{59} t - 1,901\right)$	1748
$C = 95,09 + 19,68 \sin\left(\frac{2\pi}{61} t + 1,525\right)$	1850

Maksima tych sinusoid regresji występują w tym samym czasie:

T_{\max}	W_{\max}	C_{\max}
1780	1781	1768
1840	1840	1829
1900	1899	1890
1960	1958	1951
2020	2017	2012

Synchroniczne są także cykle średnich rocznych wartości: temperatury powietrza – 89 lat i aktywności Słońca – 91 lat:

$$T = 7,46 + 0,199 \sin \left(\frac{2\pi}{89} t + 2,474 \right)$$

Ich minima przypadają na lata:

T_{max}	W_{max}
1632	1634
1721	1725
1810	1816
1898	1907
1988	1998
2077	2089

Minimum średniej rocznej temperatury powietrza w cyklu 194 lat:

$$T = 7\,457 + 0\,557 \sin \left(\frac{2\pi}{194} t + 3,042 \right)$$

występuje w latach: 1636, 1830, 2024 – znacznie różniących się od dat minimów wiekowych aktywności Słońca w cyklu 179 lat: 1693, 1872, 2051.

Najdłuższymi cyklami temperatury powietrza w Warszawie w poszczególnych miesiącach są

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Θ	187	177	207	199	162	90	158	147	180	98	100	101
b	1,40	0,75	1,05	0,62	0,60	0,53	0,38	0,22	0,24	0,40	0,30	0,36

Minima tych cykli o dość dużych amplitudach $2b$, od $0,44$ °C (sierpień) do $2,8$ °C (styczeń), przypadają na lata:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1825	1829	1820	1832	1848	1816	1845	1867	1832	1799	1807	1797
2013	2005	2027	2031	2010	1996	2003	2014	2012	1995	2007	1999

W drugiej połowie XIX i na początku XX wieku maksima opadów występują podczas minimów aktywności Słońca: 1878, 1889, 1901, 1913, 1923.

Roczne sumy opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980) ulegają okresowym zmianom:

Θ	6	16	19	58	112
b	28,4	36,0	31,6	30,9	30,0

Dwa najdłuższe cykle opadów opisują równania sinusoid regresji:

$$P = 569,3 + 30,86 \sin \left(\frac{2\pi}{58} t - 2,939 \right)$$

$$P = 565,0 + 30,00 \sin \left(\frac{2\pi}{112} t - 0,861 \right)$$

Istnieje zbieżność czasowa ekstremów cykli: opadów atmosferycznych – 58 lat, temperatury powietrza – 60 lat i aktywności Słońca – 59 lat:

P_{\max}	T_{\max}	W_{\max}
1796	1780	1781
1853	1840	1840
1912	1900	1899
1970	1960	1958
2028	2020	2017

Ekstrema cyklu 112 lat opadów o amplitudzie $2b = 60$ mm przypadają na lata: maksimum – 1631, 1743, 1855, 1967, 2079, a minima – 1687, 1799, 1911, 2023.

Jest on znacznie dłuższy od cykli: 87–99 lat – cyrkulacji zachodniej, 89 lat – temperatury powietrza i 91 lat – aktywności Słońca. Prawie we wszystkich miesiącach wykryto cykle 9-13 lat opadów atmosferycznych są zbliżone do cyklu 11-letniego aktywności Słońca.

Istnieje ogólna prawidłowość, że cyrkulacja wschodnia w latach 1891-1980 ma tendencję rosnącą ($a > 0$), a zachodnia – malejącą ($a < 0$). Natomiast składnik liniowy cyrkulacji południkowej ($\Delta C = at$) zmienia znak w ciągu roku.

Spór naukowy w literaturze klimatologicznej, czy rytmy są zdeterminowane, czy też są przypadkowe (ostatnio – wg teorii chaosu nieliniowych układów dynamicznych, modulacji – wg analizy falkowej Morleta, 1983), trwa nadal, zwłaszcza w ostatnim dziesięcioleciu.

Wbrew teorii chaosu uznano w klimatologii bardzo długie okresy temperatury: 90 000, 42 000, 21 000 lat, zdeterminowane wahaniami stałej słonecznej, wywołanymi zmianami parametrów orbity Ziemi (teoria Milankoviča, 1938). Później okresy te potwierdzone zostały na podstawie ciągów czasowych izotopów tlenu (^{16}O , ^{18}O), zawartych w osadach morskich i rdzeniach lodowców.

Okresowość ta spowodowała cztery zlodowacenia Ziemi od 1 000 000 lat, a także ochłodzenia i ocieplenia od 130 000 lat (Lockwood, 1979). Czy można te długie okresy temperatury ekstrapolować? – tak, bowiem są one zdeterminowane przez okresowe wahania orbity Ziemi.

Podobnie jest w przypadku 17-20-letniego okresu poziomu morza. Okres ten jest zdeterminowany przez 18,6-letni okres precesji luni-solarnej (pływy wód morskich). Okresy około wiekowy i dwuwiekowy powtarzają się wielokrotnie w ciągach czasowych dendrometrycznych (danych tysiącletnich) i sedymentologicznych.

Ważniejsze wyniki badań

W historii klimatu Europy ochłodzenia i ocieplenia były wywoływane zmianami promieniowania całkowitego, tj. stałej słonecznej i koncentracji pyłów wulkanicznych w stratosferze (Boryczka, 1998). O astronomicznych przyczynach współczesnych zmian klimatu Europy świadczy silna korelacja aktywności Słońca (stałej słonecznej) ze zmianami zachodzącymi w Układzie Słonecznym. Z parametrami Układu Słonecznego skorelowane są także zmienne charakteryzujące klimat: cyrkulacja atmosferyczna, temperatura powietrza, opady atmosferyczne, odpływy rzek, poziom morza, a nawet erupcje wulkaniczne.

Analogiczne okresy aktywności Słońca, zmiennych klimatologicznych i parametrów Układu Słonecznego wskazują na pośredni wpływ (poprzez stałą słoneczną) zmian Układu Słonecznego na klimat Ziemi. Poza tym planetarne siły pływowe na Słońcu są znacznie większe niż pływy atmosfery Ziemi. Silne przyciąganie grawitacyjne planet powoduje ruch Słońca (o tak dużej masie) dookoła środka Układu Słonecznego.

W widmie aktywności Słońca (i stałej słonecznej) dominują okresy planetarne obiegu czterech największych planet dookoła Słońca: Jowisza - 11,86 lat, Saturna – 29,46 lat, Urana – 84,02 lat i Naptuna – 164,79 lat. Jeszcze bardziej dominują okresy wzajemnego położenia par planet: 19,86 lat (Jowisz-Saturn), 13,8 lat (Jowisz-Uran), 12,78 lat (Jowisz-Neptun), 45,36 lat (Saturn-Uran), 35,87 lat (Saturn-Neptun), 171,47 lat (Uran-Neptun).

Planetarne okresy dominują również w kilkudziesięciu seriach pomiarowych różnych zmiennych w Europie. Mało prawdopodobne jest, by obecność kilku takich samych okresów w licznych ciągach chronologicznych np. temperatury powietrza w zimie, lecie, wiosną i jesienią była przypadkowa (mimo bardzo zmiennej lokalnej cyrkulacji powietrza). Prawdopodobieństwo takiego zdarzenia jest bliskie zera.

O zależności (w sensie fizycznym) aktywności Słońca od parametrów Układu Słonecznego najbardziej przekonuje wspólny okres 178,9-letni. Jak wykazano w pracach (Boryczka, 1993, 1998), co 178,9 lat powtarzają się wartości roczne: odległości środka masy, wypadkowej siły grawitacji planet, dyspersji masy w Układzie Słonecznym innych, a także – z wyjątkiem niektórych lat wartości liczb Wolfa (stałej słonecznej).

Podobną właściwość ma seria Manley'a średnich rocznych wartości temperatury powietrza w Anglii Środkowej w latach 1659-1973. W tym przypadku trudno było byznać ciąg y_i liczb losowych, by jego 50 wyrazów (1700-1750 i 1878-1928) po numerze $i = 178$ było zbliżone do pierwszych 50-ciu. Prawdopodobieństwo takiego zdarzenia jest w praktyce równe zeru. Należy podkreślić, że ten fundamentalny, grawitacyjny okres zmian układu Słonecznego jest wypadkową (superpozycją) wszystkich planetarnych okresów. Tak więc wykryte okresy w seriach pomiarów klimatologicznych (istotne wg testu Fishera-Snedecora), zbliżone do okresów parametrów Układu Słonecznego, realnie występują – nie są samowzбудne, losowe.

Nie są jeszcze poznane mechanizmy przenoszenia zmian Układu Słonecznego do układu Ziemia-atmosfera (poza stałą słoneczną). Mimo to wykryta okresowość zmiennych klimatologicznych – także około 100- i 200-letnia może być wykorzystywana do rekonstrukcji klimatu w ostatnich stuleciach oraz w prognozach na XXI wiek.

W prognozach naturalnych zmian klimatu w XXI wieku przyjęto założenie, że wykryte cykle w seriach pomiarowych z XVIII–XX wieku będą się nadal powtarzać. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia również obecność okresów około 100– i 200–letnich w ciągach czasowych: paleotemperatury, określonej na podstawie stosunku izotopów tlenu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Johnsen i inni, 1970), substancji organicznych i węglanów wapnia zdeponowanych w jeziorach w Polsce (Boryczka, Wicik, 1994).

Okresy około 100– i 200–letnie powtarzają się wielokrotnie w ciągach czasowych zmiennych sedymentologicznych: paleotemperatury, substancji organicznych, węglanów wapnia i odległości między warstewkami piasku w jeziorze górskim Wielki Staw (wskaźnik obfitości opadów atmosferycznych).

W prognozach zmian klimatu w przyszłym wieku niezbędne jest uwzględnienie długookresowych części widm, gdyż okresy długie, a zwłaszcza około 200–letnie, cechują się dużą amplitudą w sezonach rzędu 2°C .

Trendy czasowe to składniki deterministyczne ciągów wyników pomiarów. W istocie służą one do interpolacji (w przedziale) i ekstrapolacji wartości poza przedział aproksymacji. Określają one ogólną tendencję zmian klimatu (minima i maksima wiekowe)– umożliwiają rekonstrukcję klimatu i jego prognozę. Ze względu na składniki losowe (reszty ε_i) nie można przewidzieć z wyprzedzeniem nawet jednego roku konkretnej wartości. Dotyczy to również cykli dobowego i rocznego.

Według teorii wnioskowania statystycznego trend hipotetyczny (w populacji) zawiera się w granicach $f(t) \pm 1,96 \delta$ – z prawdopodobieństwem 95%. Reszty $\varepsilon_i = T_i - f(t_i)$ mają rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do rozkładu normalnego o parametrach $0, \delta$, gdzie δ – błąd standardowy.

Część globalnych zmian klimatu Ziemi jest niewątpliwie efektem nakładania się krótkich i długich naturalnych okresów temperatury powietrza; quasi okresowe zmiany klimatu w Warszawie w latach 1700 -2100 w zimie i w lecie przedstawiono na wykresach w publikacjach wcześniejszych (Boryczka, 1993, 1998). Są to wypadkowe (superpozycje) istotnych statystycznie podanych już wcześniej okresów. Krzywe te dobrze aproksymują wyniki pomiarów temperatury powietrza w przedziale aproksymacji 1779–1980. Zgodne są daty ekstremów (głównych minimów i maksimów) z najchłodniejszymi i najcieplejszymi zimami i sezonami letnimi.

Proste regresji w przedziale aproksymacji 1779–1990 określają tendencje rosnące: w zimie – $0,9^\circ\text{C}/100$ lat, w lecie – $0,2^\circ\text{C}/100$ lat. Są to średnie tendencje naturalnych zmian temperatury w latach 1779–1990, które mało różnią się od wyznaczonych na podstawie wyników pomiarów.

Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią w połowie przyszłego stulecia około roku 2050. Będą one nieco łagodniejsze niż na początku XIX wieku, ze względu na coraz większy składnik antropogeniczny. Natomiast lata chłodniejsze wystąpią wcześniej, w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku.

Na podstawie widma oscylacji sum rocznych opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813–1990 prognozowano również tendencje zmian opadów, sięgając po rok 2100 (Boryczka, 1993). Opady prognozowano ekstrapolując wartości trendu czasowego – superpozycji cykli od 3,5 do 112,5 lat o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,67$.

Według prognozy z 1993 roku w ostatniej dekadzie XX wieku opady będą niższe od normy $\bar{P} = 568,9$ mm. W pierwszych dwóch dekadach XXI wieku będą oscylować wokół średniej sumy P . Maksimum wiekowe opadów 720 mm wystąpi mniej więcej w latach 2030, 2063, 2068. Najmniejsze sumy roczne, rzędu 400 mm, wystąpią prawdopodobnie w pobliżu dat: 2033, 2040.

O istnieniu realnych (deterministycznych) okresów temperatury powietrza i opadów atmosferycznych – o poprawności modeli statystycznych świadczy sprawdzalność prognoz zmian klimatu Polski w XX wieku. Sprawdziły się prognozy tendencji temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980–1996, na podstawie danych z lat 1779-1979, przedstawione w publikacji *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVIII wieku* (Boryczka, 1993).

Prognozowane na rok 1980 minimum wiekowe temperatury powietrza wystąpiło w roku 1980. Średnia roczna temperatura $6,6^\circ\text{C}$ w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszaw-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1996. W roku 1991 wystąpiło drugorzędne prognozowane minimum temperatury, zgodnie z wynikami pomiarów w latach 1982-1992:

1989	1990	1991	1992
9,2	9,4	8,0	8,8 °C

Sprawdziły się też prognozowane zimy w Warszawie – wg danych z lat 1779-1990 i w Genewie – wg danych z lat 1768-1980 (Boryczka, 1993). Zgodnie z prognozą zim w Warszawie w roku 1990 zakończyła się jedna z serii ciepłych zim. Zimy w Warszawie

od 1991 roku są coraz chłodniejsze. Ekstrapolowanym wartościom trendu czasowego w latach 1987-1996 odpowiadają chłodniejsze zimy (na stacji Warszawa-Okęcie):

Rok	1987	1988	198	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
°C	-4,2	0,6	2,4	2,1	-2,0	-0,3	0,1	-0,3	-1,3	-1,6

Dobra jest także zgodność z wynikami pomiarów (na Okęciu) prognozowanych rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980) przedstawionych w pracy J. Boryczki (1993). Krzywej sum rocznych o tendencji malejącej w latach 1981-1990 odpowiada spadek zmierzonych sum opadów od 656 mm – w roku 1981 do 456 mm – w roku 1990, a następnie wzrost 652 mm w 1993.

Dość dobra zgodność prognozowanych wartości temperatury powietrza ze zmierzonymi – poza przedziałem aproksymacji – świadczą, iż istnieją przyczynowo-skutkowe związki między okresami zmiennych klimatologicznych i astronomicznych.

Prognozy tendencji zmian klimatu na podstawie trendów czasowych można będzie sprawdzić jedynie metodami statystycznymi dysponując małą próbą losową o liczebności co najmniej 30 lat. Prognozowane minimum wiekowe temperatury powietrza czy też opadów atmosferycznych – minimum krzywej trendu czasowego – może nie wystąpić w konkretnym roku, lecz w określonym przedziale czasu.

Metody prognozowania sprawdzono również na przykładzie krótkiej, 30-letniej serii pomiarów w Zamościu z lat 1951–1980 (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1998). Ekstrapolowane wartości trendu czasowego – wypadkowej cykli: 3,25; 7,75; 12,6 lat – w latach 1981–1990 (poza przedział aproksymacji 1951–1980) są zbliżone do wyników pomiarów temperatury powietrza w dziesięcioleciu 1981–1990. Na uwagę zasługuje synchroniczność ekstremów krzywej wyrównanej temperatury powietrza w Zamościu z minimami i maksymami aktywności Słońca w cyklu 11-letnim. Maksima temperatury powietrza przypadają na daty maksimum plam słonecznych: 1957, 1968, 1979, 1989.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych.

Tendencja rosnąca temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, jest po prostu wypadkową nakładania się cykli naturalnych. Na przykład coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o $1,03^{\circ}\text{C}/100$ lat w latach 1779-1990 są efektem nałożenia się kilku okresów: 3,5; 5,5; 8,3; 12,9; 18,0; 38,3; 66,7; 113,1; 218,3 lat. Ich wypadkowa (prosta regresji) wyjaśnia wzrost temperatury powietrza podczas zim o $0,93^{\circ}\text{C}/100$ lat. Na zmienność antropogeniczną przypada zaledwie $0,1^{\circ}\text{C}/100$ lat. Analogicznie coraz cieplejsze zimy w Genewie – o $0,5^{\circ}\text{C}/100$ lat, Pradze – $0,25^{\circ}\text{C}/100$ lat są efektem nakładania się cyklicznych wahań temperatury powietrza.

Globalne ocieplenie klimatu (w Warszawie w latach 1779-1990 – średnio w roku o $0,67^{\circ}\text{C}/100$ lat) może być wywołane wzrostem aktywności Słońca. Aktywność Słońca (liczby Wolfa) w latach 1779-1993 wzrasta średnio o 17,2/100 lat. Wzrosła ona w ostatnich dwóch stuleciach średnio o 34,5, tj. o ponad 50% w stosunku do średniej wartości liczb Wolfa

Okresowe wahania klimatu (ocieplenia i ochłodzenia) są analogiczne do okresów zmian aktywności Słońca – zbliżonych do okresów planetarnych P_j (obiegu czterech największych planet i ich wzajemnego położenia): 11,7; 12,8; 13,8; 19,9; 29,5; 35,9; 45,4; 84,0; 164,0; 171,4 lat. Interesujący jest eksperyment polegający na wyznaczeniu trendu czasowego liczb Wolfa

$$W = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{P_j} t + c_j\right) + \dots$$

przy założeniu okresowości planetarnej P_j , z uwzględnieniem modulacji najkrótszego okresu 11,7 lat przez okresy najdłuższe 84 i 171,4 lat. Wypadkowa okresów planetarnych dobrze opisuje zmienność aktywności Słońca (wyniki obserwacji) w latach 1700–1993 (współczynnik korelacji $R = 0,8$).

Okresowe wahania temperatury powietrza skorelowane z okresami aktywności Słońca i okresami planetarnymi implikuje tezę o ochłodzeniu klimatu w XXI stuleciu. Wypadkowa okresów temperatury powietrza w Warszawie podczas zim cechuje się głębokim minimum w latach 2000–2100, kiedy to prognozowane jest kolejne wiekowe minimum aktywności Słońca. Ochłodzenia klimatu wystąpiły podczas wielkich minimum plam słonecznych: Maundera (1640–1710) i Daltona (1780–1830).

Zauważono (Charvatova, Strestik, 1984), że podczas minimumów wiekowych aktywności Słońca (co 179 lat) ruch środka masy układu Słonecznego odbywa się po innych orbitach (chaotycznych) niż podczas maksimumów – po orbitach uporządkowanych. Podobne minimum wiekowe aktywności Słońca (i ochłodzenia klimatu) autorzy prognozują w połowie przyszłego stulecia. Podobnie Sazonow i Malkentin (1994) sugerują, że anomalne ciepłe zimy są wywołane specyficznym układem największych planet (Saturna, Neptuna, Urana, które znajdują się w koniunkcji ze Słońcem i Ziemią), deformujących heliosferę własnymi polami grawitacyjnymi.

Naturalne wahania klimatu są wywołane głównie zmiennością stałej słonecznej. Zmienia się ona w ciągu roku o $\pm 3,3\%$ w wyniku różnej odległości Ziemi od Słońca: styczeń (147 mln km) – $2,01 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, lipiec (152 mln km) – $1,94 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$. Stała słoneczna zależy od aktywności Słońca. Maksymalna jej wartość przypada na przedział 80–100 liczb Wolfa (Kondratiev, Nikolski, 1970).

Z wzoru K. Kondratieva i G. Nikolskiego (1970):

$$s = 1,903 + 0,0110,5 \cdot W^{0,5} - 0,0006 \cdot W, \quad \text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$$

wynika, iż w cyklu 11-letnim stała słoneczna waha się o 2,5%.

Ciąg czasowy stałej słonecznej w latach 1700–1993 (otrzymany wg powyższego wzoru) cechuje się średnią okresowością: 11,1; 34,2; 102,0; 187,8 lat (minima wariacji resztkowej, metoda sinusoid regresji).

Tendencja stałej słonecznej w latach 1700–1993 jest rosnąca i może być przyczyną postępującego ocieplenia klimatu Ziemi.

Zmiany zachodzące na Słońcu są przenoszone na Ziemię nie tylko poprzez stałą słoneczną, ale także poprzez jonosferę (cyrkulację atmosferyczną).

Znamienne jest, że minimum absolutne trendu czasowego temperatury powietrza w Europie w ostatnich dwóch stuleciach (1779–1990) przypada na minimum absolutne aktywności Słońca (na najslabszy cykl 13-letni plam słonecznych 1811–1823) i jednocześnie na maksimum wiekowe aktywności wulkanicznej. Na początku XIX wieku wystąpiły wybuchy wulkanów o największym wskaźniku zapylenia atmosfery *DVI* (dust veil index H. Lamba, 1974): Tambora – o $DVI = 3000$ w 1815 r., Cosequina – o $DVI = 4000$ w 1835 r.

Postępujące globalne ocieplenie może też wynikać z tendencji malejącej wskaźnika *DVI* w latach 1680–1980 i większych odstępów czasu między kolejnymi wybuchami wulkanów. Na stałą słoneczną ma niewątpliwie wpływ drobny pył, pozostający w stratosferze rzez wiele lat. Okresowość zbliżona do wiekowej (120 lat) i dwuwiekowej (180 lat), która najbardziej kształtuje współczesne wahania klimatu występuje również w ciągach czasowych substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych sprzed 10 000 lat (w holocenie).

Te długie okresy temperatury, aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych (około wiekowe i dwuwiekowe) powtarzają się wielokrotnie w przypadku akumulacji substancji organicznych.

W prognozach zmian klimatu w XXI wieku można pominąć bardzo powolne zmiany, spowodowane długimi okresami wahań parametrów orbity Ziemi (90 000, 40 000, 21 000; Milankowicz, 1938). Można również pominąć najdłuższe holocenijskie cykle klimatu (powyżej 1000 lat), wykryte w ciągach czasowych substancji organicznych zdeponowanych w osadach jezior: Wikaryjskie, Gościąż, Święte (Boryczka, Wikcik, 1994). Ich ekstrema (ochłodzenia i ocieplenia) prawdopodobnie będą powtarzać się, gdyż analogicznej okresowości ulegają parametry Układu Słonecznego. W prognozach nie można jednak zaniedbać parusetletnich holocenijskich okresów, które kształtowały klimat Ziemi w ostatnich tysiącletniach. Być może, że współczesne ocieplenie jest efektem nałożenia się bardzo długiego holocenijskiego cyklu klimatu (jego fazy rosnącej) zmienności antropogenicznej.

Cykliczne zmiany temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i parametrów Układu Słonecznego wykorzystane zbliżone rytmy (Boryczka, 1993):

Podobieństwo okresowości zmiennych klimatologicznych (temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, cyrkulacji atmosferycznej) i astronomicznych (aktywność Słońca, parametry Układu Słonecznego) świadczy o pośrednim – poprzez aktywność Słońca i cyrkulację atmosferyczną – lub bezpośrednim oddziaływaniu grawitacyjnym planet na klimat Ziemi.

Mało prawdopodobne jest, by obecność kilkunastu pasm częstości zmian (okresów) zarówno w widmach zmiennych klimatologicznych, jak też zmiennych astronomicznych była przypadkowa.

O bezpośrednim oddziaływaniu grawitacyjnym planet na cyrkulację atmosferyczną świadczy brak niektórych cykli temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, cyrkulacji atmosferycznej w gęstym widmie oscylacji, aktywności Słońca, a ich obecność w widmach oscylacji parametrów Układu Słonecznego.

Nowością jest wykazanie planetarnej 178,9-letniej okresowości (Boryczka, 1998): aktywności Słońca, stałej słonecznej, a także temperatury powietrza. Jest to przede wszystkim okres powtarzalności wartości parametrów Układu Słonecznego: odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca, przyspieszenia Słońca względem środka masy, wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce, planetarnych sił pływowych na Słońcu, dyspersji masy Układu Słonecznego i innych.

Problem cykliczności klimatu i jej przyczyn nie jest nadal rozwiązany w literaturze klimatologicznej. Nastąpił znaczny postęp jedynie w zakresie metod wykrywania rytmów klimatycznych: analiza harmoniczna, analiza autokorelacyjna, transformata Fouriera, metoda „sinusoid regresji”, a szczególnie w zakresie techniki obliczeniowej – komputerowej. Mało poznane są dotąd składniki deterministyczne (okresowe) i przyczyny wahań klimatu. Istotne znaczenie mają badania okresowości aktywności Słońca za równo w długich przedziałach czasu jak i w ostatnich dziesięcioleciach.

1 Temperatura powietrza (<i>T</i>)									
Warszawa									
·	3,42	4,17	4,75	5,17	7,75	8,42	9,25	11,17	12,83
13,92	15,08	17,50	21,75	24,83	28,50	40,92	60,08	89,67	195,17
Praga									
3,08	3,42	4,17	4,75	5,42	7,25	8,42	10,33	11,25	12,92
14,17	15,58	17,75	22,25	25,33	29,42	35,75	51,25	80,92	160,33
Anglia									
3,08	3,42	4,17	4,50	5,17	7,33	8,25	9,33	11,17	12,50
14,08	15,08	16,42	20,58	23,58	27,08	35,08	58,50	102,75	175,82
2 Opady atmosferyczne (<i>P</i>)									
Warszawa									
2,83	3,50	4,25	4,83	5,33	8,08	·	9,67	10,67	11,67
13,75	·	16,33	22,25	·	28,00	39,33	56,42	112,50	·
Kraków									
3,25	3,67	4,00	4,75	5,00	7,92	·	9,83	·	·
·	14,67	16,83	·	·	·	41,83	·	73,08	·
3 Cyrkulacja atmosferyczna									
Zachodnia (<i>C_w</i>)									
3,17	3,67	3,92	5,00	5,75	6,33	8,17	9,50	·	11,83
·	14,08	17,17	21,83	·	30,50	46,25	·	·	·
Południkowa (<i>C</i>)									
3,00	3,33	·	4,67	5,83	6,42	7,83	9,25	11,08	·
·	·	16,33	22,83	·	·	·	61,17	·	·
4 Aktywność Słońca									
·	·	4,08	4,83	5,75	7,75	8,50	9,92	11,08	12,00
13,92	14,83	17,33	21,25	24,08	28,75	43,17	58,75	80,75	186,00
5 Parametry układu Słonecznego									
Siła przyływowo-odpływowa (ΔG)									
3,17	3,50	4,25	4,83	5,58	7,00	8,83	9,92	11,00	11,92
14,00	15,17	17,52	19,92	23,00	29,17	35,42	45,33	69,25	185,17
Przyspieszenie Słońca (s^{-2})									
2,24	3,50	4,00	4,83	5,58	7,75	·	10,00	14,83	12,75
13,75	·	17,83	20,00	22,83	29,25	35,25	43,83	80,67	182,92

3.14. Prognozy zmian klimatu Warszawy

Tom XIV. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B. Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Prognozy zmian klimatu Warszawy** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 209

W czternastym tomie *Atlasu* określono składniki deterministyczne (okresowe) czasowej zmienności klimatu Polski w XVIII-XX wieku. Identyfikowano naturalne przyczyny ochłodzeń i ociepleń klimatu Polski, a także prognozowano temperaturę powietrza i opady atmosferyczne w Warszawie w XXI wieku. W prognozach zmian klimatu Polski przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury i opadów będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego oraz ich synchroniczność (koincydencja ekstremów). Najdłuższe okresy około 100-200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią prawdopodobnie w połowie przyszłego stulecia – około roku 2050. Według interferencji letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w pierwszych dwóch dekadach przyszłego wieku. Maksimum wielkowiekowe opadów 720 mm wystąpi mniej więcej w latach 2030, 2063, 2068. Najmniejsze sumy roczne, rzędu 400 mm, wystąpią prawdopodobnie w pobliżu dat: 2033, 2040.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980. Zgodnie z prognozą minimum wiekowe średniej rocznej temperatury wystąpiło w roku 1980 (Boryczka, 1993). Średnia roczna temperatura $6,6^{\circ}\text{C}$ w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1995.

Dobra jest także zgodność z wynikami pomiarów (na Okęciu) prognozowanych rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980). Wykresowi sum rocznych o tendencji malejącej w latach 1981-1990 odpowiada spadek zmierzonych sum opadów: od 656 mm – w roku 1981 do 456 mm – w roku 1990, a następnie wzrost do 652 mm w 1993.

Jeszcze bardziej wiarygodne są prognozy średnich konsekwentnych 11-letnich wartości temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1991-2100, przedstawione w XIV tomie *Atlasu*.

Dość dobra zgodność prognozowanych wartości temperatury i opadów atmosferycznych ze zmierzonymi – poza przedziałem aproksymacji – świadczy, iż istnieją przyczynowo-skutkowe związki między okresami zmiennych klimatologicznych i astronomicznych.

Postępem w badaniach wiekowych zmian klimatu jest także wyodrębnienie dwóch składników trendu czasowego: naturalnego i antropogenicznego. Obserwowane zmiany wiekowe np. temperatury powietrza można potraktować jako wypadkową zmian naturalnych, uwarunkowanych aktywnością Słońca i zmian antropogenicznych wynikających z wpływu takich czynników, jak rozbudowa miasta, wzrost zawartości CO_2 (efekt cieplarniany) i pyłów (absorpcja promieniowania słonecznego) w atmosferze i innych. Autorzy wyszli z założenia, że składnik naturalny jest wynikiem nakładania się tych sinusoidalnych cykli. Natomiast składnik antropogeniczny cechuje się stałą tendencją zmian. Trzeba jednak pamiętać, że wyodrębnione przyrosty antropogeniczne temperatury i opadów atmosferycznych (i ich prognoza na lata 2000-2100) nie zawsze wynikają z wpływu czynników antropogenicznych. Mogą to być również zmiany naturalne o bardzo długich nieznanych okresach nie stwierdzonych na podstawie istniejących ciągów chronologicznych.

Tego rodzaju trendy czasowe klimatu umożliwiły autorom dokonanie rekonstrukcji (od 1700)

i prognozy (po rok 2100) klimatu Warszawy przez zwykłą ekstrapolację funkcji aproksymujących.

Trzeba zauważyć, że krzywa wiekowych zmian temperatury powietrza w stuleciu XXI cechuje się głębokim minimum wiekowym. Biorąc jednak pod uwagę przyrosty antropogeniczne temperatury, które złagodzą jej naturalne spadki, może nie wystąpić zbytne ochłodzenie klimatu w przyszłym stuleciu. Oczywiście prognozy te – sondaż przyszłości – otrzymano przy założeniu, że ekstrema wykrytych cykli, które wystąpiły w XVIII-XX wieku, powtarzać się będą nadal.

Novum stanowią wyniki badań dotyczących stanu arosanitarnego Warszawy w odniesieniu do innych miast Polski (Kicińska, 1999) oraz wpływu pogody i stężeń zanieczyszczeń atmosfery na zdrowie i zgony ludności miejskiej na przykładzie Warszawy (Kuchcik, 2000).

SPIS TREŚCI (14)

I	WPROWADZENIE	7
II	POSTĘP BADAŃ ZMIAN KLIMATU W OSTATNICH DZIESIĘCIOLECIACH	11
III	ZMIANY AKTYWNOŚCI SŁOŃCA I STAŁEJ SŁONECZNEJ W XVIII-XX WIEKU	17
IV.	CYKLICZNE WAHANIA I TENDENCJA ZMIAN OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ (NAO) W XIX-XX WIEKU	40
V	WARSZAWSKA SERIA POMIARÓW TEMPERATURY POWIETRZA NA STACJI OBSERWATORIUM ASTRONOMICZNE W LATACH 1779-1997	66
1.	Dokumentacja historyczna prowadzonych pomiarów temperatury powietrza w Warszawie od 1779 roku	66
2.	Poprawki korygujące dotychczasową "serię warszawską" temperatury powietrza w latach 1779- 1997	70
3.	Zakres wahań temperatury powietrza w Warszawie (Obserwatorium) w latach 1779-1997	73
VI.	ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W XVIII-XXI	97
1.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Warszawy i ich uwarunkowania	97
2.	Okresowa zmienność opadów atmosferycznych w Warszawie	102
3.	Tendencje zmian klimatu Warszawy	104
4.	Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku	106
VII.	STAN AEROSANITARNY WARSZAWY W ODNIESIENIU DO INNYCH MIAST POLSKI	176
1.	Przestrzenny rozkład stężenia dwutlenku siarki w Polsce	178
2.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenia zanieczyszczeń powietrza (SO ₂)	179
3.	Rozkład prawdopodobieństwa stężenia zanieczyszczeń przy różnych kierunkach adwekcji powietrza	180
4.	Synchroniczne wahania stężeń zanieczyszczeń powietrza w Polsce	181
5.	Podobieństwo stanu zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w poszczególnych regionach Polski przy różnych kierunkach adwekcji mas powietrza	188
6.	Zanieczyszczenie atmosfery a zdrowie i zgony mieszkańców Warszawy	193
VIII	ZAKOŃCZENIE	198
	LITERATURA	202
	SUMMARY	207

Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku

W prognozach zmian klimatu Polski przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych: aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego. Najdłuższe okresy około 100- i 180-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronolo-

gicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980 – prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1993). Średnia roczna temperatura $6,6^{\circ}\text{C}$ w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1995.

Prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie w XXI wieku na podstawie danych: średnich sezonowych i rocznych z lat 1779-1990 i 1813-1990 przedstawiają wykresy (rys. 1-3) trendów czasowych $T = T(t)$, $P = P(t)$.

Są to wypadkowe z nakładania się (interferencji) zimowych i letnich cykli temperatury powietrza, wykrytych na podstawie danych z lat 1779-1990.

Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią prawdopodobnie w połowie przyszłego stulecia – około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w pierwszych dwóch dekadach przyszłego wieku.

Postępującego globalnego ocieplenia nie można przypisać jedynie czynnikom antropogenicznym – antropogenicznej części efektu cieplarnianego, wywołanego wzrostem zawartości CO_2 w atmosferze. Wzrosty i spadki temperatury powietrza są skorelowane ze wzrostami i spadkami zmierzonej masy CO_2 w atmosferze (ppm), a nie ze wzrostami i spadkami CO_2 (wyrażonymi w Gt), pochodzącymi ze spalania paliw. Około 125 000 lat temu, podczas globalnego ocieplenia wystąpił wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze podobny jak teraz. Świadczą o tym krzywe zmian stężenia CO_2 i paleotemperatury w ciągu ostatnich 160000 lat odtworzone na podstawie izotopu tlenu z rdzeni lodowych na stacji Wostok (WMO, 1990). Zmiany stężenia CO_2 w atmosferze (w ppm) i paleotemperatury (w $^{\circ}\text{C}$) są synchroniczne. Maksimum sprzed 125 000 lat – to naturalne ocieplenie klimatu Ziemi, spowodowane wzrostem promieniowania słonecznego. Jest to maksimum promieniowania na krzywej M. Milankoviča (1938), otrzymanej z nakładania się okresów zmian parametrów orbity Ziemi.

Tak więc „równoległość” krzywych zmian stężenia CO_2 i paleotemperatury nie jest dowodem, że postępujące ocieplenie jest wywołane antropogenicznym efektem cieplarnianym. Wspiera to tezę, że zawartość dwutlenku węgla (zmierzona masa CO_2 , ppm) zależy od temperatury wód oceanów.

Na podstawie widma oscylacji sum rocznych opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1990 prognozowano również tendencję zmian opadów, sięgając po rok 2100 (Boryczka, 1993). Opady prognozowano ekstrapolując wartości trendu czasowego superpozycji cykli od 6 do 112,5 lat o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,67$.

Według prognozy z 1993 roku w ostatniej dekadzie XX wieku opady będą mniejsze od normy $\bar{P} = 568,9$ mm. W pierwszych dwóch dekadach XXI wieku będą oscylować wokół średniej \bar{P} . Maksimum wiekowe opadów 720 mm wystąpi więcej w latach 2030, 2063, 2068. Najmniejsze sumy roczne, rzędu 400 mm, wystąpią prawdopodobnie w pobliżu dat: 2033, 2040.

O istnieniu realnych (deterministycznych) okresów opadów atmosferycznych o poprawności modeli statystycznych świadczy sprawdzalność prognoz zmian klimatu Polski w XX wieku. Dobra jest także zgodność z wynikami pomiarów (na Okęciu) prognozowanych rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980) przedstawionych w pracy J. Boryczki (1993). Krzywej sum rocznych o tendencji malejącej w latach 1981-1990 odpowiada spadek zmierzonych sum opadów: od 656 mm – w roku 1981 do 456 mm – w roku 1990, a następnie wzrost do 652 mm w 1993.

Dość dobra zgodność prognozowanych wartości temperatury i opadów atmosferycznych ze zmierzonymi – poza przedziałem aproksymacji – świadczy, iż istnieją przyczynowo-skutkowe związki między okresami zmiennych klimatologicznych i astronomicznych.

Postępem w badaniach wiekowych zmian klimatu jest także wyodrębnienie dwóch składników trendu czasowego: naturalnego i antropogenicznego. Obserwowane zmiany wiekowe np. temperatury powietrza można traktować jako wypadową zmian naturalnych uwarunkowanych aktywnością Słońca i zmian antropogenicznych wynikających z wpływu takich czynników, jak rozbudowa miasta, wzrost zawartości CO₂ (efekt cieplarniany) i pyłów (absorpcja promieniowania słonecznego) w atmosferze i innych. Autorzy wyszli z założenia, że składnik naturalny jest wynikiem nakładania się tych sinusoidalnych cykli. Natomiast składnik antropogeniczny cechuje się stałą tendencją zmian. Trzeba jednak pamiętać, że wyodrębnione przyrosty antropogeniczne temperatury i opadów atmosferycznych (i ich prognoza na lata 2000-2100) nie zawsze wynikają z wpływu czynników antropogenicznych. Mogą to być również zmiany naturalne o bardzo długich nieznanym okresach, nie stwierdzonych na podstawie istniejących ciągów chronologicznych.

Tego rodzaju trendy czasowe elementów klimatu umożliwiły autorom dokonanie rekonstrukcji (od roku 1700) i prognozy (po rok 2100) klimatu Warszawy przez zwykłą eksplorację funkcji aproksymujących.

Trzeba zauważyć, że krzywa wiekowych zmian temperatury powietrza w stuleciu XXI znajduje się poniżej średniej rocznej z dwóch ostatnich stuleci. Biorąc jednak pod uwagę przyrosty antropogeniczne temperatury, które złagodzą jej naturalne spadki, może nie wystąpić zbytnie ochłodzenie klimatu w przyszłym stuleciu. Oczywiście prognozy te – sondaż przyszłości – otrzymano przy założeniu, że ekstrema wykrytych cykli, które wystąpiły w XVIII-XX wieku, powtarzać się będą nadal.

Antropogeniczne przyrosty temperatury $\Delta t = at$ ulegają rocznym zmianom. Oto wartości współczynnika liniowego a (w °C/100 lat) w poszczególnych miesiącach:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
A	0,59	0,01	0,21	0,21	0,07	0,03	0,01	-0,26	0,08	0,2	1,16	1,48

Antropogeniczne przyrosty temperatury $\Delta T = at$ w odniesieniu do roku 1778 ($t = 0$, $\Delta T = 0$) mają wartości (°C):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1900	0,72	0,01	0,26	0,26	0,01	0,04	0,01	-0,32	0,1	0,1	1,42	1,81
2000	1,31	0,02	0,47	0,47	0,16	0,07	0,02	-0,58	0,18	0,44	2,57	3,28
2100	2,91	0,03	0,08	0,68	0,23	0,1	0,03	-0,84	0,26	0,64	3,74	4,46

Składniki liniowe $a_0 + aT$ trendu temperatury powietrza w półroczach chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) oraz w roku (I-XII) wynoszą:

$$\begin{aligned} \text{X-III} & T = -0,1385 + 0,00483t + \dots \\ \text{IV-IX} & T = 14,52 + 0,00041t + \dots \\ \text{I-XII} & T = 7,263 + 0,00181t + \dots \end{aligned}$$

Antropogeniczne przyrosty temperatury powietrza w miesiącach półrocza chłodnego są dodatnie ($a > 0$, dominacja efektu cieplarnianego wynikającego ze wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze), a w miesiącach półrocza ciepłego – bardzo małe lub ujemne

($a < 0$, dominacja absorpcji promieniowania słonecznego przez pyły naturalne lub przemysłowe pochodzące z emisji wtórnej).

Antropogeniczne przyrosty temperatury (ΔT) są największe w grudniu: $a = 1,48^{\circ}\text{C}/100$ lat, a spadki w sierpniu: $a = -0,26^{\circ}\text{C}/100$ lat. Średnie wartości stałej tendencji zmian wynoszą: półrocze chłodne – $a = 0,48^{\circ}\text{C}/100$ lat, półrocze ciepłe – $a = 0,04^{\circ}\text{C}/100$ lat, rok – $a = 0,19^{\circ}\text{C}/100$ lat. Przyrosty (ΔT w $^{\circ}\text{C}$) średniej rocznej temperatury powietrza nie są zbyt duże:

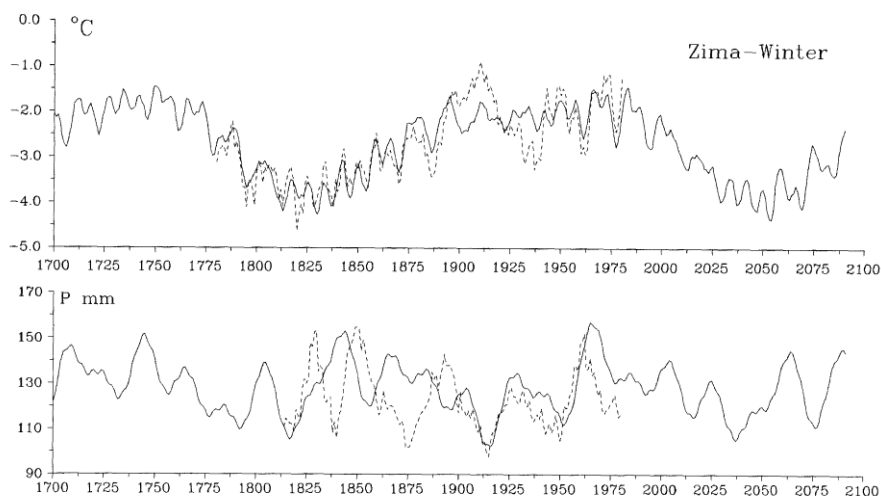
1900 – 0,23, 2000 – 0,42, 2100 – 0,61

W latach 2000, 2100 wyniosą one odpowiednio 0,4 i 0,6 $^{\circ}\text{C}$. Tendencja rosnąca temperatury powietrza może też wynikać, ze wzrostu akumulacji ciepła przez zabudowę (w dzień) – rozbudowy miast.

Te małe wartości przyrostów antropogenicznych ΔT temperatury powietrza w niektórych miesiącach wynikają prawdopodobnie z przeciwnego oddziaływania na pole temperatury powietrza pyłów – absorbujących promieniowanie słoneczne i dwutlenku węgla – wywołującego efekt cieplarniany atmosfery.

Zmiany temperatury powietrza (T) i opadów atmosferycznych (P) w Warszawie w XVIII-XXI wieku (zima, lato, rok) przedstawiono na rys. 1-3.

Prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych) w Warszawie w XXI wieku



Rys. 1. Zmiany temperatury powietrza T i opadów atmosferycznych P w Warszawie w XVIII-XXI wieku – zima

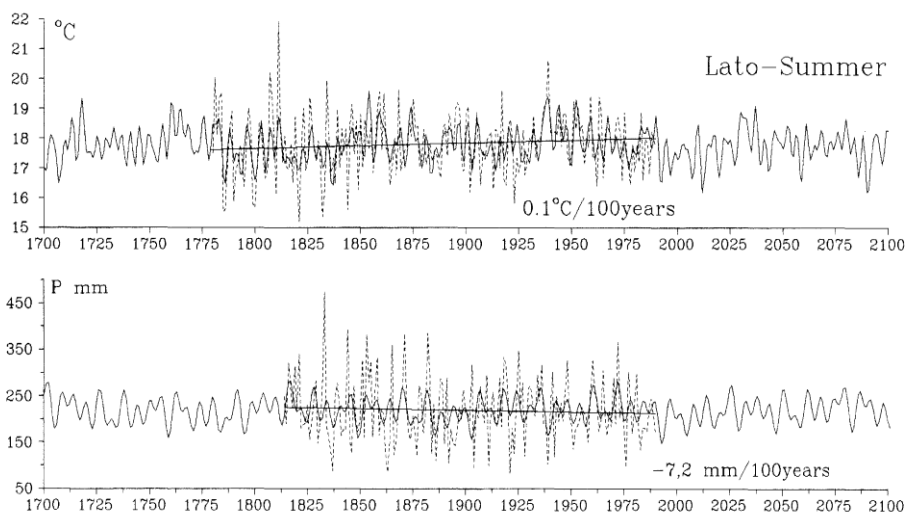
Fig. 1. Changes of air temperature T and precipitation P in Warsaw in 18th-21th centuries – winter

Zima (XII-II)

$$\begin{aligned}
 T = & -2,634 + 0,5148\sin\left(\frac{2\pi}{2,6}t - 1,327\right) + 0,5715\sin\left(\frac{2\pi}{3,5}t + 0,5523\right) + 0,6238\sin\left(\frac{2\pi}{5,2}t + 0,05656\right) \\
 & + 0,4422\sin\left(\frac{2\pi}{5,7}t + 2,486\right) + 0,7067\sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t - 0,7303\right) + 0,7836\sin\left(\frac{2\pi}{8,3}t - 2,370\right) + \\
 & + 0,4829\sin\left(\frac{2\pi}{8,7}t - 0,3237\right) + 0,4078\sin\left(\frac{2\pi}{12,9}t + 0,1328\right) + 0,4560\sin\left(\frac{2\pi}{15,2}t + 2,318\right) + \\
 & + 0,4940\sin\left(\frac{2\pi}{18,0}t - 3,058\right) + 0,3645\sin\left(\frac{2\pi}{113,1}t + 2,040\right) + 0,8946\sin\left(\frac{2\pi}{218,3}t + 3,073\right)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 T = & -3,721 + 0,01025t + 0,5218\sin\left(\frac{2\pi}{2,6}t - 1,332\right) + 0,5674\sin\left(\frac{2\pi}{3,5}t + 0,55448\right) + 0,6281\sin\left(\frac{2\pi}{5,2}t + 0,06189\right) \\
 & + 0,4266\sin\left(\frac{2\pi}{5,7}t + 2,484\right) + 0,7091\sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t - 0,7349\right) + 0,7349\sin\left(\frac{2\pi}{8,3}t - 2,368\right) + \\
 & + 0,4920\sin\left(\frac{2\pi}{8,7}t - 0,3439\right) + 0,4082\sin\left(\frac{2\pi}{12,9}t + 0,1191\right) + 0,4379\sin\left(\frac{2\pi}{15,2}t + 2,252\right) + \\
 & + 0,4685\sin\left(\frac{2\pi}{18,0}t - 3,097\right) + 0,50295\sin\left(\frac{2\pi}{113,1}t + 1,197\right) + 0,2097\sin\left(\frac{2\pi}{218,3}t + 2,497\right)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 P = & 93,11 - 0,03897t + 11,20\sin\left(\frac{2\pi}{10}t - 1,024\right) + 8,672\sin\left(\frac{2\pi}{21}t + 1,524\right) + 15,83\sin\left(\frac{2\pi}{53}t + 2,623\right) + \\
 & + 0,643\sin\left(\frac{2\pi}{100}t - 1,131\right)
 \end{aligned}$$



Rys. 2. Zmiany temperatury powietrza T i opadów atmosferycznych P w Warszawie w XVIII-XXI wieku – Lato

Fig. 2. Changes of air temperature T and precipitation P in Warsaw in 18th-21th centuries – Summer

Lato (VI-VIII)

$$T = 17,810 + 0,3927 \sin\left(\frac{2\pi}{3,9}t + 0,1769\right) + 0,2666 \sin\left(\frac{2\pi}{4,7}t + 1,869\right) + 0,24845 \sin\left(\frac{2\pi}{5,2}t - 1,224\right) +$$

$$+ 0,2253 \sin\left(\frac{2\pi}{6,5}t - 1,737\right) + 0,2747 \sin\left(\frac{2\pi}{7,1}t - 1,389\right) + 0,08968 \sin\left(\frac{2\pi}{7,4}t + 0,1413\right) +$$

$$+ 0,1762 \sin\left(\frac{2\pi}{67,8}t - 0,2554\right) + 0,2644 \sin\left(\frac{2\pi}{15,9}t + 1,476\right) + 0,2181 \sin\left(\frac{2\pi}{22,5}t + 0,2921\right) +$$

$$+ 0,2304 \sin\left(\frac{2\pi}{44,0}t - 3,034\right) + 0,2390 \sin\left(\frac{2\pi}{91,2}t + 2,720\right) + 0,1317 \sin\left(\frac{2\pi}{208,2}t - 2,804\right)$$

$$T = 17,690 - 0,00143 t + 0,3923 \sin\left(\frac{2\pi}{3,9}t + 0,1814\right) + 0,2679 \sin\left(\frac{2\pi}{4,7}t + 1,875\right) + 0,2486 \sin\left(\frac{2\pi}{5,2}t - 1,224\right) +$$

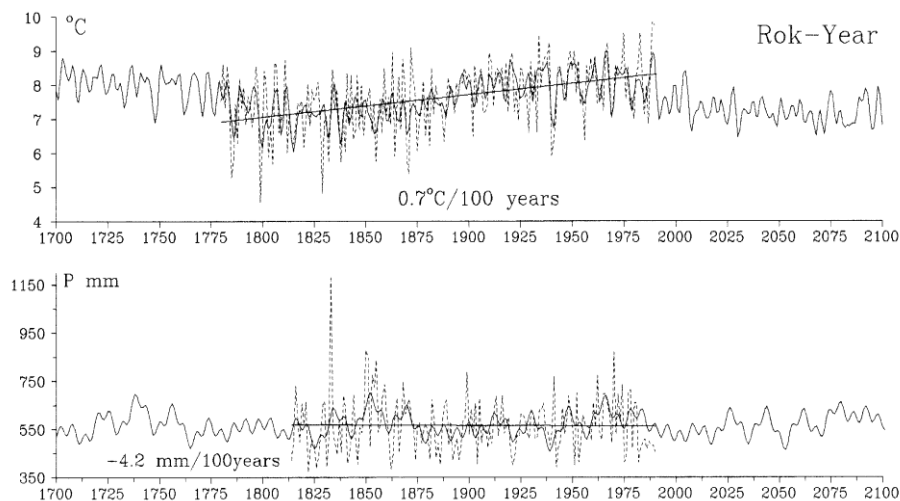
$$+ 0,2253 \sin\left(\frac{2\pi}{6,5}t - 1,737\right) + 0,2747 \sin\left(\frac{2\pi}{7,1}t - 1,389\right) + 0,08944 \sin\left(\frac{2\pi}{7,4}t + 0,1493\right) +$$

$$+ 0,1722 \sin\left(\frac{2\pi}{67,8}t - 0,2480\right) + 0,2680 \sin\left(\frac{2\pi}{15,9}t + 1,486\right) + 0,2183 \sin\left(\frac{2\pi}{22,5}t + 0,3032\right) +$$

$$+ 0,2480 \sin\left(\frac{2\pi}{44,0}t - 2,999\right) + 0,2500 \sin\left(\frac{2\pi}{91,2}t + 2,264\right) + 0,2211 \sin\left(\frac{2\pi}{208,2}t - 2,969\right)$$

$$P = 222,9 - 0,05795 t + 25,24 \sin\left(\frac{2\pi}{6}t - 1,746\right) + 15,04 \sin\left(\frac{2\pi}{9}t - 1,717\right) +$$

$$+ 18,91 \sin\left(\frac{2\pi}{13}t - 0,3448\right) + 9,429 \sin\left(\frac{2\pi}{54}t + 1,822\right) + 8,035 \sin\left(\frac{2\pi}{122}t + 1,077\right)$$



Rys. 3. Zmiany temperatury powietrza T i opadów atmosferycznych P w Warszawie w XVIII-XXI wieku – rok

Fig. 3. Changes of air temperature T and precipitation P in Warsaw in 18th-21th centuries – year

Rok (I-XII)

$$\begin{aligned}
 T = & 7,606 + 0,2652 \sin\left(\frac{2\pi}{4,7}t + 2,068\right) + 0,1975 \sin\left(\frac{2\pi}{5,5}t + 1,195\right) + 0,1861 \sin\left(\frac{2\pi}{5,7}t + 2,770\right) + \\
 & + 0,1016 \sin\left(\frac{2\pi}{56,5}t + 1,393\right) + 0,1769 \sin\left(\frac{2\pi}{7,4}t - 0,6569\right) + 0,2681 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t - 0,6979\right) + \\
 & + 0,1601 \sin\left(\frac{2\pi}{12,9}t + 0,3615\right) + 0,1532 \sin\left(\frac{2\pi}{1214,0}t + 1,007\right) + 0,1676 \sin\left(\frac{2\pi}{117,7}t - 3,014\right) + \\
 & + 0,1229 \sin\left(\frac{2\pi}{69,7}t + 2,516\right) + 0,5475 \sin\left(\frac{2\pi}{223,9}t - 3,085\right)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 T = & 7,356 + 0,002366 t + 0,2627 \sin\left(\frac{2\pi}{4,7}t + 2,059\right) + 0,1967 \sin\left(\frac{2\pi}{5,5}t + 1,194\right) + 0,1822 \sin\left(\frac{2\pi}{5,7}t + 2,775\right) \\
 & + 0,09961 \sin\left(\frac{2\pi}{56,5}t + 1,378\right) + 0,1767 \sin\left(\frac{2\pi}{7,4}t - 0,6535\right) + 0,2688 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t - 0,7022\right) + \\
 & + 0,1800 \sin\left(\frac{2\pi}{12,9}t + 0,3563\right) + 0,1544 \sin\left(\frac{2\pi}{1214,0}t + 0,9523\right) + 0,1561 \sin\left(\frac{2\pi}{117,7}t - 3,010\right) + \\
 & + 0,08633 \sin\left(\frac{2\pi}{69,7}t + 2,265\right) + 0,38495 \sin\left(\frac{2\pi}{223,9}t - 3,131\right)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 P = & 562,5 - 0,002481 t + 28,22 \sin\left(\frac{2\pi}{6}t - 1,449\right) + 32,02 \sin\left(\frac{2\pi}{16}t + 1,113\right) + 27,59 \sin\left(\frac{2\pi}{19}t + 0,8765\right) + \\
 & + 26,99 \sin\left(\frac{2\pi}{58}t - 3,018\right) + 26,73 \sin\left(\frac{2\pi}{112}t - 0,6907\right)
 \end{aligned}$$

3.15. Prognozy zmian klimatu miast Europy

Tom XV. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Prognozy zmian klimatu miast Europy** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 249

Celem XV tomu *Atlasu* pt. *Prognozy zmian klimatu miast Europy* jest określenie wahań Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) i temperatury powietrza w wybranych miastach Europy Środkowej (Warszawa, Kraków, Praga, Genewa) w XVIII-XX wieku. Jest nim też opracowanie prognoz zmian klimatu w XXI wieku w odniesieniu do zmian cyrkulacji strefowej (wskaźnika *NAO*).

Najpierw zestawiono najważniejsze wyniki badań, dotyczące modelowania zmienności przestrzennej i czasowej klimatu Europy (ze szczególnym uwzględnieniem Polski), zawarte w 15 tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (1974-2001). Wyeksponowano wpływ cyrkulacji atmosferycznej nad Europą na klimat Polski (wg klasyfikacji Wangenheima i Osuchowskiej-Klein).

W tomie XV dominują badania roli cyrkulacji strefowej (równoleżnikowej), uwarunkowanej Oscylacją Północnego Atlantyku (NAO) w kształtowaniu klimatu Europy w latach 1825-1997. Tendencje zmian wskaźnika *NAO* w ostatnim stuleciu dobrze wyjaśniają ochłodzenia i ocieplenia klimatu. Coraz cieplejsze zimy w Europie (i Polsce) wynikają z tendencji rosnącej wskaźnika *NAO*. Natomiast nieco cieplejsze lata – z tendencji malejącej *NAO*.

Biorąc pod uwagę silną korelację między wahaniami temperatury powietrza w Europie i Oscylacji Północnego Atlantyku zbadano cykliczność wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza. Widma temperatury powietrza (średnich miesięcznych, sezonowych, półrocznych i rocznych wartości) i wskaźnika *NAO* wykazują duże podobieństwo, zwłaszcza w części krótkookresowej, tj. w paśmie 2,1-15 lat.

Wykryte cykle temperatury powietrza i zbliżone cykle wskaźnika *NAO*, aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego – to składniki deterministyczne w seriach pomiarowych. Mają one ogromne znaczenie nie tylko poznawcze, lecz także praktyczne, umożliwiając prognozowanie składnika naturalnego zmian klimatu miast w Europie.

Wyznaczone metodą „sinusoid regresji” cykle – to średnie okresy w seriach pomiarowych, cechujące się największym prawdopodobieństwem występowania. Ich skorelowanie z cyklami aktywności Słońca i parametrów Układu Słonecznego upoważnia do ekstrakcji poza przedział aproksymacji (2001-2100).

Prognozy wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza w wybranych miastach Europy (Warszawa, Kraków, Praga, Genewa) opracowano na podstawie interferencji wykrytych cykli (obecnych w widmach).

Prognozy wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy w XXI wieku. Można sądzić, że naturalne cykle występujące teraz i wcześniej będą powtarzać się nadal i kształtować klimat Europy w bieżącym stuleciu.

Innym ważnym problemem jest określenie pola temperatury powietrza w Polsce w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej. Zagadnienie to zostało rozwiązane w pracy doktorskiej Dariusza Baranowskiego pt. *Zróźnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typu cyrkulacji* (2001r.).

O wpływie poszczególnych typów cyrkulacji atmosferycznej na pole temperatury powietrza w Polsce świadczą mapy izarytm średnich wartości i odchyłeń (anomali). Opisują one pole temperatury kształtowane przez 12 typów cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein. Miarą oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski jest południkowy układ izoterm przy strefowej cyrkulacji (zachodniej cyklonalnej i antycyklonalnej).

Ważniejsze wyniki badań zawarte w XV tomie *Atlasu* przedstawiono na licznych wykresach, mapach i tabelach, a ich syntezę zamieszczono w *Zakończeniu*.

SPIS TREŚCI (15)

I.	WPROWADZENIE .	7
II.	MODELOWANIE NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU W ATLASIE WSPÓŁZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (1974-2001)	9
III.	WPLYW CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ NA KLIMAT EUROPY	39
1.	Cykliczne wahania i tendencje cyrkulacji atmosferycznej w Europie (wg klasyfikacji Wangenheima i Osuchowskiej-Klein)	39
2.	Wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) na klimat Polski	43
3.	Prognozy zmian Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) w XXI wieku	44
3.1.	Widma wskaźnika NAO w latach 1825-1997	45
3.2.	Zmiany wskaźnika NAO w XVIII-XXI wieku	46
IV.	OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY ŚRODKOWEJ KSZTAŁTOWANE PRZEZ NIŻ ISLANDZKI I WYŻ AZORSKI .	82
1.	Widma temperatury powietrza w latach 1659-1998	82
2.	Prognozy temperatury powietrza w miastach Europy Środkowej (Warszawa, Kraków, Praga, Genewa) w XXI wieku .	86
V.	POLE TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE A TYPY CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ	179
1.	Typy cyrkulacji atmosferycznej w Europie i kierunki adwekcji mas powietrza	179
2.	Typy cyrkulacji atmosferycznej w Polsce wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein	181
3.	Cechy termiczne klimatu Polski a typy cyrkulacji atmosferycznej	183
4.	Deformacja pola temperatury powietrza przez Ocean Atlantycki – odchylenia gradientów horyzontalnych od południków lokalnych	185
VI.	ZAKOŃCZENIE	239
	LITERATURA	241
	SUMMARY	248

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na klimat Polski

Na klimat zachodniej i środkowej Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra ciśnienia atmosferycznego: Wyż Azorski (antycyklon) i Niż Islandzki (cyklon). Te dwa centra baryczne uwarunkowane wymianą ciepła między wodami Atlantyku Północnego i lądem są ze sobą ujemnie skorelowane. Jeżeli ciśnienie w Wyżu Azorskim rośnie, to ciśnienie w Niżu Islandzkim – maleje i przeciwnie. Jest to tzw. Oscylacja Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation, NAO), warunkująca oscylację strefową (równoleżnikową).

Jeżeli w Wyżu Azorskim ciśnienie rośnie (jednocześnie w Niżu Islandzkim maleje), to powstaje duża południkowa różnica ciśnienia atmosferycznego tj. duży gradient baryczny skierowany na północ. Wtedy powietrze znad Atlantyku przemieszcza się wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód – nad obszar Polski.

Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Niżu Islandzkim) gradient baryczny ma kierunek równoleżników (*W* lub *E*), to powietrze przemieszcza się wzdłuż południków (cyrkulacja południkowa) na północ lub południe. Wówczas nad obszar Polski napływa powietrze z południa lub północy.

Miarami natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) są różnice odchyleń od średniego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim. Są nimi: wskaźnik Hurrela (1995) – różnica ciśnienia między Lizboną a Stykkisholmur i Rejkjavikiem podczas zimy morskiej XII-III, wskaźnik Rogersa (1984) – standaryzowane różnice ciśnienia między Ponta Delgata (Azory) i Akurcyri (Islandia) oraz wskaźnik Jonesa, Jonssona i Wheelera (1997) – różnice ciśnienia między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią.

Badania nad wpływem Oscylacji Północnego Atlantyku na temperaturę powietrza w północno-zachodniej Polsce i na wybrzeżu Bałtyku zapoczątkowane zostały przez A.A. Marsza (1999) i rozszerzone w publikacjach A.A. Marsza (2001) i A. Styszyńskiej (2001).

Na dużą zależność pola temperatury powietrza w Polsce Północnej od wskaźnika *NAO* Hurrela w latach 1864-1995 wskazują współczynniki korelacji (np. Koszalin, I-III, $r = 0,70$). Wykazano też, że około 8-letnia okresowość temperatury powietrza jest spowodowana 8-letnim cyklem zmian natężenia i faz (dodatniej i ujemnej) wskaźnika *NAO*, zwłaszcza w zimie.

Wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku na temperaturę powietrza w całej Polsce opisują zarówno proste regresje cechujące się znacznymi wartościami współczynników determinacji, jak też mapy izarytm współczynników regresji.

Dodatnie wartości współczynników regresji (i korelacji) świadczą, że zimy w Polsce są cieplejsze przy większych gradientach południkowych ciśnienia atmosferycznego, a chłodniejsze – przy mniejszych. Podczas intensywniejszej cyrkulacji strefowej (zachodniej) więcej ciepła w zimie znad Atlantyku Północnego jest przenoszone nad Polskę.

Nowością są prognozy zim w Polsce na podstawie temperatury wody w określonych akwenach Atlantyku Północnego (Marsz, 2001). Równania prognostyczne regresji średniego pola temperatury powietrza w Polsce (29 stacji) względem anomalii temperatury wody w trzech rejonach Atlantyku Północnego cechują się dużym wskaźnikiem determinacji R^2 prawie 80% (błędem standardowym estymacji $2,3^\circ\text{C}$). Umożliwia ono prognozę temperatury powietrza w zimie z około 6-miesięcznym wyprzedzeniem.

Prognozy zmian Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) w XXI wieku

Klimat Europy Zachodniej i Środkowej (także Polski) jest kształtowany przez cyrkulację strefową (równoleżnikową), uwarunkowaną składową południkową poziomego gradientu pola ciśnienia atmosferycznego. ($-\frac{\partial p}{\partial \varphi}$). Jeżeli gradient baryczny $-\frac{\partial p}{\partial \varphi}$ jest dodatni (ciśnienie ku północy maleje) – to wiatr gradientowy ma kierunek równoleżnikowy. Wtedy powietrze znad Oceanu Atlantyckiego napływa wzdłuż równoleżników nad kontynent Europy – z zachodu na wschód. W zimie napływa powietrze cieplejsze znad Oceanu, a w lecie chłodniejsze.

Równoleżnikowe przemieszczanie się mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego nad obszar Europy (i Polski) dobrze określa wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation index, *NAO*), zdefiniowany przez P.D. Jonesa i innych (1997). *NAO* – to różnica ciśnienia (Δp) na poziomie morza między Gibraltarem i Islandią Południowo-Zachodnią. Jeżeli ciśnienie maleje ku północy ($NAO > 0$), to „transport” mas powietrza odbywa się w kierunku wschodnim (*E*), a gdy ciśnienie rośnie ku północy ($NAO < 0$) – w kierunku zachodnim (*W*).

Dotychczasowe wyniki badań autorów w tym zakresie przedstawiono w dwóch tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*: w tomie XIII pt. *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie* (1999) i tomie XIV pt. *Prognozy zmian klimatu Warszawy* (2000).

Widma wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997

W tomie XV *Atlasu* rozszerzono badania okresowych zmian wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) w latach 1825-1997, wyodrębniając także poszczególne miesiące. Widma wskaźnika *NAO* wyznaczono metodą „sinusoid regresji” w paśmie 2,1-175 lat (z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ roku):

$$NAO = a + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

Widma wskaźnika *NAO* w poszczególnych miesiącach, porach roku (wiosna – III-V, lato – VI-VIII, jesień – IX-XI, zima – XII-II i roku – I-XII przedstawiono na rys. 1a-3a.

Parametry cykli: okresy Θ , amplitudy b i fazy c oraz wariancje resztkowe ε^2 i współczynniki korelacji R zestawiono w tabeli. Są to cykle o najmniejszych wartościach wariancji resztkowej ε^2 (największych współczynnikach korelacji R). W widmach są obecne zarówno krótkie i średnie okresy, jak też bardzo długie:

Wiosna		Lato		Jesień		Zima		Rok	
Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
5,7	0,23	4,7	0,19	3,6	0,17	5,0	0,22	5,0	0,20
6,5	0,22	7,8	0,17	7,3	0,22	7,8	0,27	7,8	0,29
11,1	0,13	10,3	0,20	8,8	0,17	8,3	0,24	9,0	0,17
13,4	0,21	11,1	0,09	16,6	0,24	11,3	0,13	11,2	0,16
23,9	0,19	13,8	0,14	24,2	0,20	15,5	0,17	13,1	0,20
45,5	0,16	39,5	0,14	29,9	0,20	37,1	0,16	29,3	0,13
106,3	0,09	83,2	0,17	75,3	0,16	71,5	0,17	37,0	0,09

Średnie roczne wartości wskaźnika *NAO* wykazują przede wszystkim cykliczność 7,8-letnią, cechującą się największym współczynnikiem korelacji $R = 0,29$.

Najdłuższe okresy obecne w seriach sezonowych wartości wskaźnika *NAO* wynoszą: wiosna – 106,3 lat, lato – 83,2 lat, jesień – 75,3 lat, zima – 105,2 lat. Natomiast średnie miesięczne wartości wskaźnika *NAO* cechują się okresowością od 77,1 lat w sierpniu do 144,2 w październiku.

Zmiany wskaźnika *NAO* w XVIII-XXI wieku

Najsilniejsze cykle wskaźnika *NAO* (o najmniejszej wariancji resztkowej) obecne w widmach zastosowano w prognozach Oscylacji Północnoatlantyckiej. Na podstawie interferencji tych cykli

$$NAO = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

z uwzględnieniem składnika liniowego at wyznaczono wartości wskaźnika *NAO* w latach 1700-2100: 1700-1824 – rekonstrukcja, 1825-1997 – aproksymacja, 1998-2100 – prognoza.

Wykresy zmian wskaźnika *NAO* w latach 1700-2100 w zimie, lecie i roku przedstawiono na rys. 1-3.

W prognozach tych przyjęto założenie, że w bieżącym stuleciu będzie występować analogiczna cykliczność jak w latach 1825-1997. Ponadto założono też, że składnik liniowy trendu czasowego at nie ulegnie zmianie w stuleciu XXI.

Wyniki obliczeń odniesiono do średnich konsekwentnych 11-letnich wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997.

Opracowano również bardziej wiarygodne prognozy wskaźnika *NAO*, wynikające

z interferencji samych cykli bez składnika liniowego at podanych w tab. 1).

Wykresy zmian wskaźnika NAO w latach 1700-2100 w poszczególnych sezonach i roku na podstawie tylko cykli przedstawiono na wykresach. Wykresy zmian wskaźnika NAO w przedziale aproksymacji 1825-1997 są takie same jak ze składnikiem liniowym.

Ocenami dokładności aproksymacji (dokładności trendów czasowych) są wariancje resztkowe ε^2 oraz współczynnik korelacji wielokrotnej R i współczynnik specjalny korelacji R_s określone wzorami:

$$R = \left(1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}\right)^{0,5}, \quad \varepsilon^2 - \text{wariancja resztkowa}, \quad s^2 - \text{wariancja zmiennej } y$$

$$RS = \left(2 \sum_{i=1}^n y_i y'_i - \sum_{i=1}^n y_i^2\right)^{0,5} \left(\sum_{i=1}^n y_i^2\right)^{-0,5}$$

gdzie: y_i – wartości zmierzone, y'_i – wartości obliczone z funkcji trendu czasowego

$y'_i = f(t_i)$.

Coraz cieplejsze zimy są wywołane wzrostem cyrkulacji strefowej, tj. nasilającym się ocieplającym oddziaływaniem wód Oceanu Atlantyckiego (NAO rośnie średnio o 0,74/10 lat). Nieco cieplejsze lata są również uwarunkowane zmianami cyrkulacji strefowej. Po prostu słabnie ochładzający wpływ Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (NAO maleje średnio o 0,2/10 lat). Świadczą o tym porównania wykresów zmian wiekowych wskaźnika NAO i temperatury powietrza w Warszawie, Krakowie, Pradze i Genewie w tym samym przedziale czasu 1825-1997.

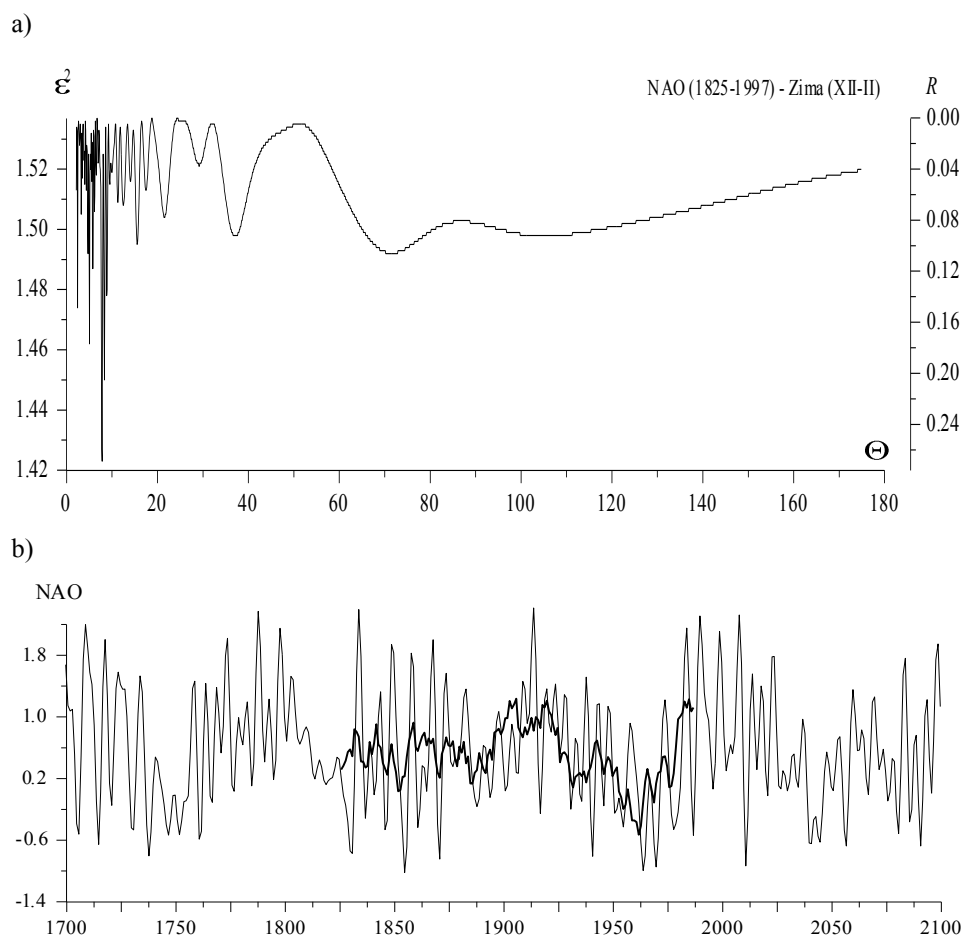
Prognozowane wartości wskaźnika NAO w zimie wykazują bardzo duże wahania na początku XXI wieku, głębokie minimum – w połowie stulecia i ponowny wzrost pod koniec XXI wieku. Można więc oczekiwać w najbliższych latach na przemian ciepłych i mroźnych zim i głębokiego naturalnego ochłodzenia w latach 2025-2050.

Natomiast prognozowane wartości wskaźnika NAO w lecie będą oscylować wokół średniej wiekowej. Zakres wahań temperatury powietrza w lecie z roku na rok będzie podobny jak w latach 1825-1997. Nie należy oczekiwać postępującego ocieplenia w lecie (tendencji malejącej wskaźnika NAO w lecie jak dotychczas, rys. 1-3).

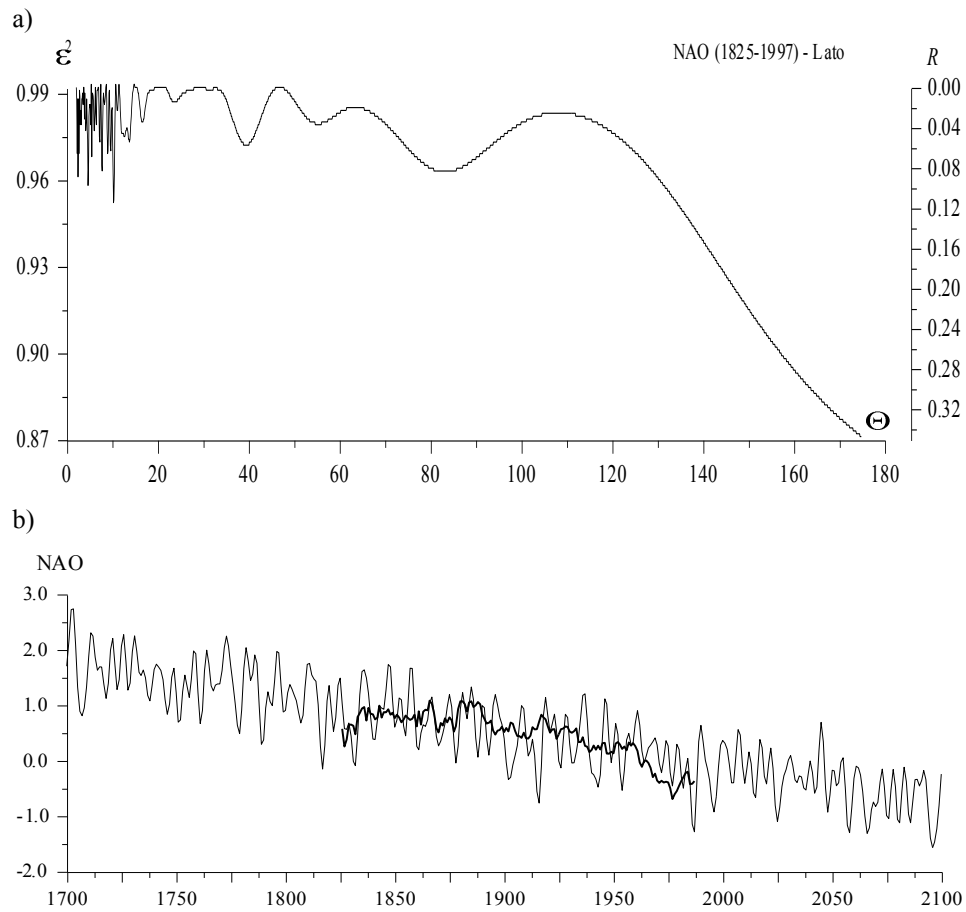
Tabela 1. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku NAO w latach 1825-1997 (ϵ^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – wiosna, lato, rok

Table 1. The periods Θ , amplitudes b and phases c of the North Atlantic Oscillation index NAO in the years 1825-1997 (ϵ^2 - rest variance, R – coefficient of correlation) – spring, summer, year

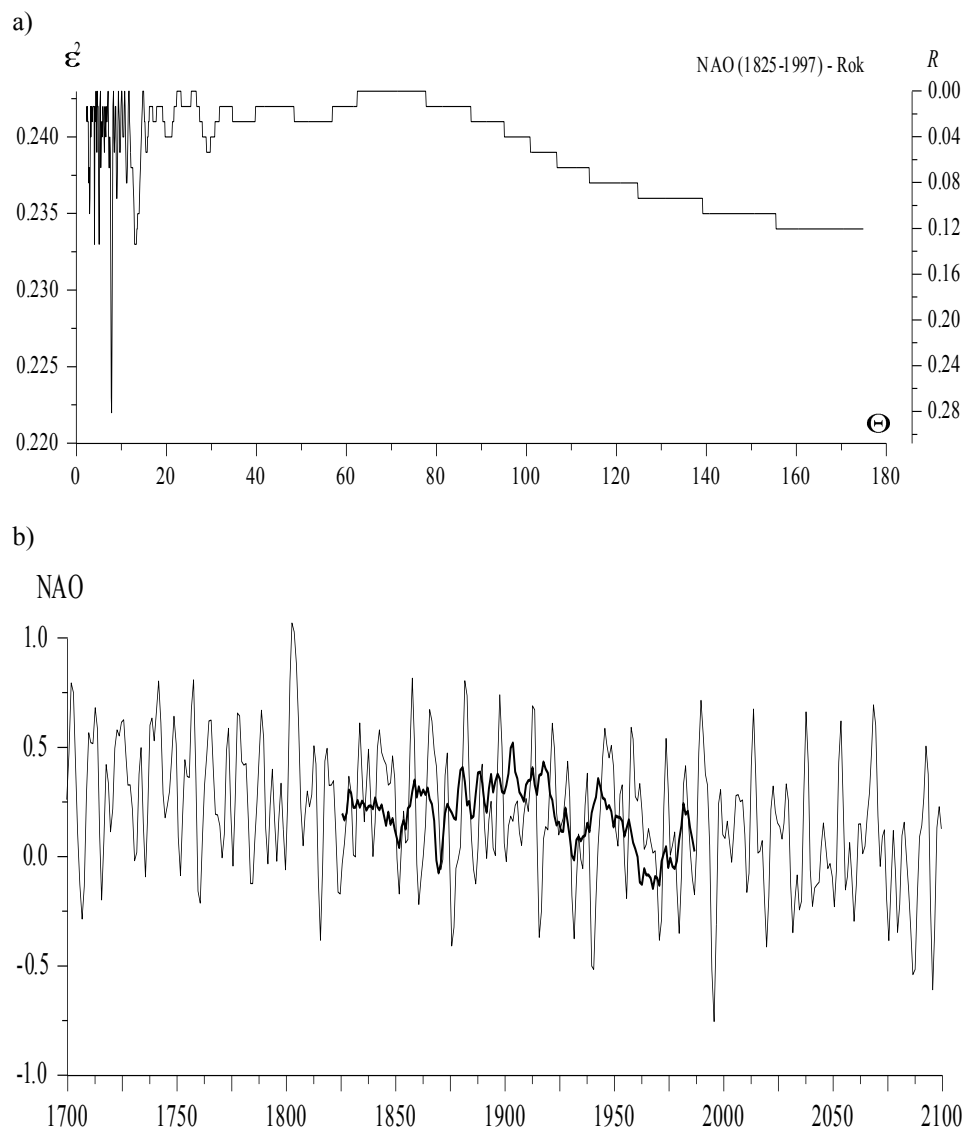
Zima (XII-II)					Lato (VI-VIII)				
Θ	b	c	ϵ^2	R	Θ	b	c	ϵ^2	R
4,7	0,306	-0,8877	1,492	0,170	4,7	0,264	0,4835	0,958	0,187
5,0	0,385	-2,9488	1,462	0,220	5,5	0,241	2,8063	0,968	0,157
5,8	0,291	0,8859	1,487	0,180	7,8	0,218	-0,2406	0,963	0,173
7,8	0,417	-0,1245	1,423	0,272	9,0	0,19	0,1523	0,969	0,154
8,3	0,316	2,3028	1,45	0,237	10,3	0,231	0,3288	0,952	0,202
8,8	0,26	-0,1067	1,478	0,195	11,1	0,048	-0,5951	0,984	0,093
11,3	0,167	-0,9475	1,509	0,134	12,2	0,177	-1,1792	0,976	0,129
12,5	0,217	2,6815	1,508	0,136	12,7	0,145	-1,2482	0,975	0,133
15,5	0,235	-0,6106	1,495	0,165	13,8	0,212	-0,0399	0,973	0,141
37,1	0,236	-2,145	1,498	0,158	39,5	0,163	2,9747	0,972	0,144
71,5	0,298	1,857	1,492	0,170	55,3	0,043	-0,3269	0,979	0,117
105,2	0,312	1,0075	1,498	0,158	83,2	0,107	-1,0707	0,963	0,173
Rok (I-XII)									
Θ	b	c	ϵ^2	R					
4	0,139	-1,4503	0,233	0,203					
5	0,137	-2,796	0,233	0,203					
8	0,209	-0,2000	0,222	0,294					
8	0,068	1,9571	0,239	0,128					
9	0,097	-0,3085	0,236	0,17					
11	0,097	2,6181	0,237	0,157					
13	0,139	3,0304	0,233	0,203					
16	0,087	-2,6204	0,239	0,128					
21	0,076	1,7585	0,24	0,111					
29	0,076	-2,6179	0,239	0,128					
37	0,063	2,8804	0,241	0,091					
53	0,064	0,3166	0,241	0,091					



Rys. 1. Wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) – zima (XII-II), a) Widmo wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997, b) Zmiany wskaźnika *NAO* w latach 1700-2100 – prognozy w XXI wieku
Fig. 1. The North Atlantic Oscillation index (*NAO*) – winter (XII-II), a) Spectrum of *NAO* index in the years 1825-1997, b) Secular changes of *NAO* index in the years 1700-2100 – forecasts in 21st centuries



Rys. 2. Wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) – lato, a) Widmo wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997, b) Zmiany wskaźnika *NAO* w latach 1700-2100 – prognozy w XXI wieku
Fig. 2. The North Atlantic Oscillation index (*NAO*) – summer, a) Spectrum of *NAO* index in the years 1825-1997, b) Secular changes of *NAO* index in the years 1700-2100 – forecasts in 21st centuries



Rys. 3. Wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) – rok, a) Widmo wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997, b) Zmiany wskaźnika *NAO* w latach 1700-2100 – prognozy w XXI wieku
Fig. 3. The North Atlantic Oscillation index (*NAO*) – year, a) Spectrum of *NAO* index in the years 1825-1997, b) Secular changes of *NAO* index in the years 1700-2100 – forecasts in 21st centuries

Prognozy temperatury powietrza w miastach Europy środkowej (Warszawa, Kraków, Praga, Genewa) w XXI wieku

Kończącym „produktem” metody sinusoid regresji wyznaczania widm i okresów jest (tab. 2-9) funkcja aproksymująca $T=f(t)$ wyniki pomiarów:

$$T = f(t) = a_o + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

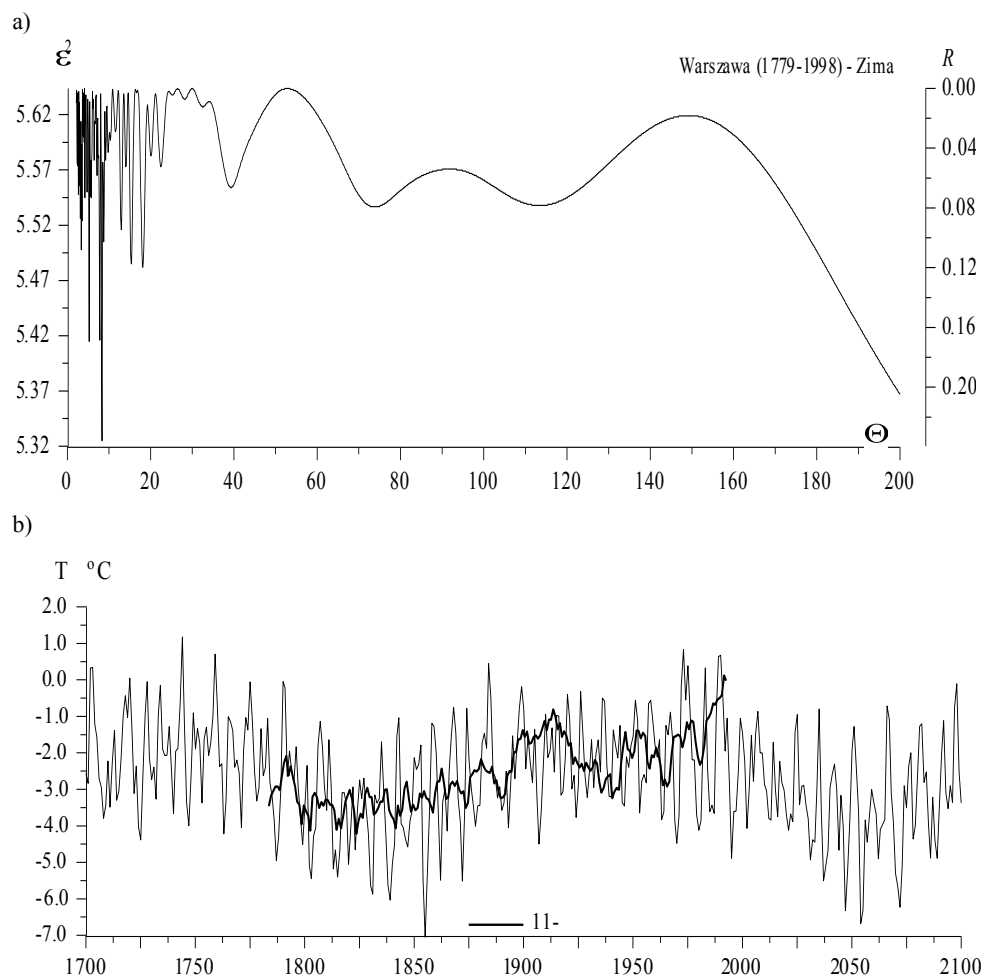
uwzględniająca k – cykli, Θ_j – okresy, b_j – amplitudy, c_j – fazy.

Interferencja już kilku najsilniejszych cykli (o najmniejszych wariacjach resztkowych ε^2 , największych współczynnikach korelacji R_j) dobrze opisuje zmiany temperatury powietrza w przedziale aproksymacji $0 \leq t \leq t_n$. Ekstrapolując jej wartości poza przedział aproksymacji ($t > t_n$) można prognozować zmiany temperatury powietrza w przyszłości – w stuleciu XXI. W prognozach tych przyjmuje się założenie, że cykle temperatury powietrza obecne w widmach z ostatnich dwóch stuleci będą się powtarzać nadal. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia analogiczna cykliczność aktywności Słońca i zmian parametrów Układu Słonecznego. Ponadto najdłuższe cykle około 100- i 180-letnie występują w widmach zmiennych sedymentologicznych (zawartość substancji organicznych w osadach jeziornych, paleotemperatura – zawartość izotopu tlenu ^{18}O). W bardzo długich seriach tych zmiennych (holoceńskich) są to najkrótsze okresy.

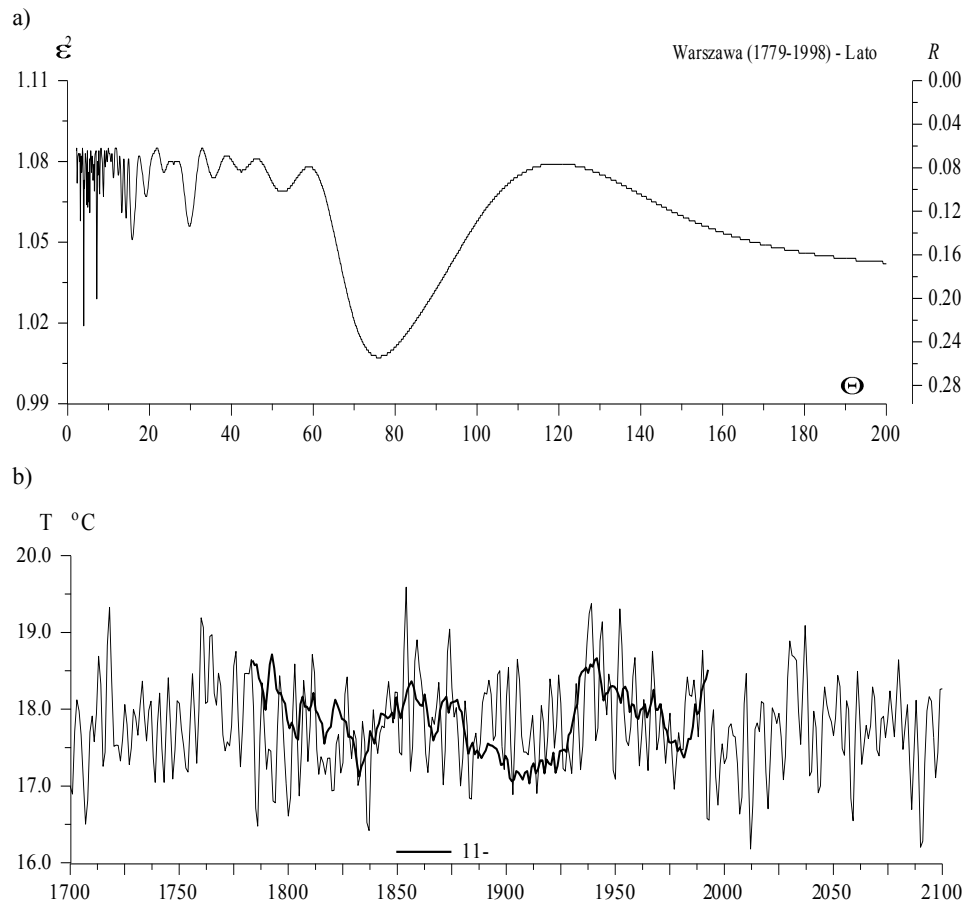
Prognozy zmian temperatury powietrza w XXI wieku przedstawiają wykresy: Warszawa – rys. 4-6, tab. 2-3; Kraków – rys. 7-9, tab. 4-5; Praga – rys. 10-12, tab. 6-7; Genewa – rys. 13-15, tab. 8-9.

W XXI wieku można oczekiwać naturalnego ochłodzenia klimatu – największego w połowie bieżącego stulecia. Z prognoz wynika, że prawdopodobnie zakończy się seria ciepłych zim w Europie (i Polsce). Na naturalne ochłodzenie klimatu w XXI wieku wskazują także prognozy wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*). Z prognoz wskaźnika *NAO* wynika, że osłabnie ocieplające oddziaływanie w zimie Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (i Polski). Zmniejszy się strefowy (równoleżnikowy) transport mas powietrza z zachodu na wschód.

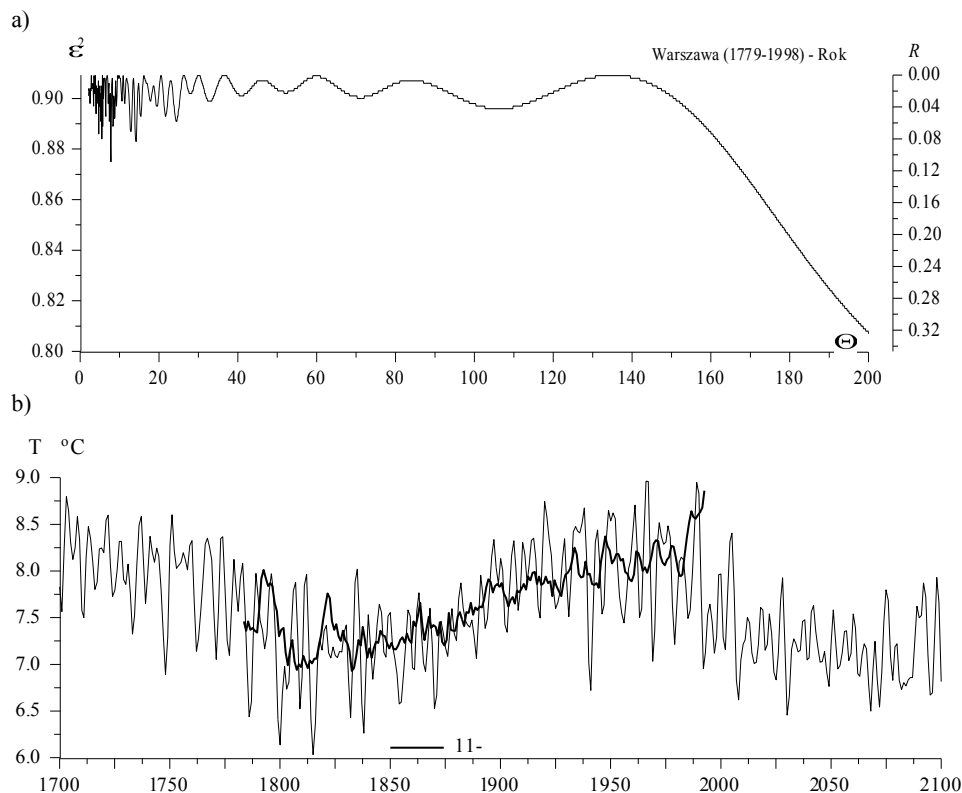
To naturalne ochłodzenie klimatu Polski oczywiście będzie złagodzone przez czynniki antropogeniczne, tj. coraz intensywniejszy efekt cieplarniany atmosfery, wywołany wzrostem zawartości przede wszystkim CO_2 i metanu w atmosferze. Będzie ono również zmniejszone przez coraz intensywniejsze miejskie wyspy ciepła, spowodowane rozbudową miast.



Rys. 4. Temperatura powietrza w Warszawie (1700-2100) – zima, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku
Fig. 4. Air temperature in Warsaw (1700-2100) – winter, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years , b) Forecasts of air temperature in 21st century



Rys. 5. Temperatura powietrza w Warszawie (1700-2100) – lato, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku
Fig. 5. Air temperature in Warsaw (1700-2100) – summer, b) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years b) Forecasts of air temperature in 21st century



Rys. 6. Temperatura powietrza w Warszawie (1700-2100) – rok, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 6. Air temperature in Warsaw (1700-2100) – year, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century

Tabela 2. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – zima, lato

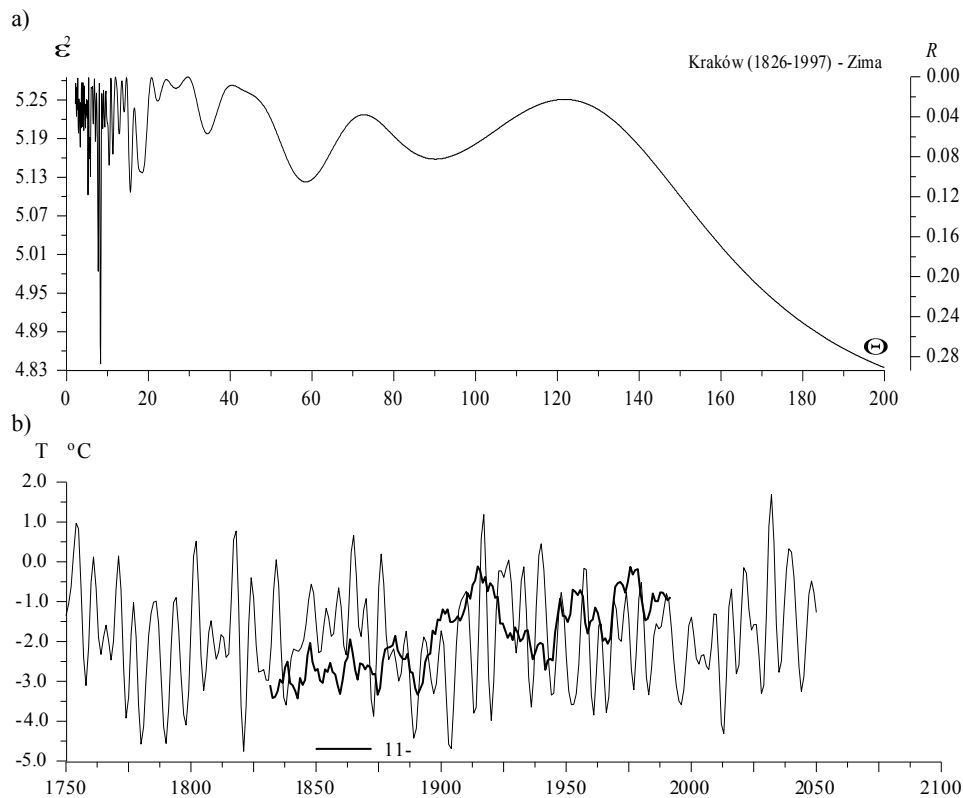
Table 2. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Warsaw in the years 1779-1998 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – winter, summer

Zima (XII-II)					Lato (VI-VIII)				
Θ	b	c	ε^2	R	Θ	b	c	ε^2	R
3,3	0,54	0,5628	5,498	0,167	3,1	0,221	-1,0854	1,058	0,17
5,2	0,663	0,5514	5,415	0,206	3,9	0,365	-0,7596	1,019	0,255
8,3	0,774	2,4912	5,325	0,242	5,4	0,224	2,6817	1,061	0,162
8,7	0,5	-2,6257	5,505	0,163	7,1	0,333	1,3701	1,029	0,236
11,6	0,308	2,8689	5,605	0,095	7,8	0,167	-0,6214	1,068	0,141
12,9	0,46	1,1794	5,516	0,157	11,2	0,127	0,9408	1,074	0,12
15,3	0,473	1,1727	5,485	0,174	13,2	0,173	1,37	1,061	0,162
18,1	0,485	1,8547	5,482	0,175	14,2	0,159	-1,1011	1,059	0,168
39,3	0,324	-2,5051	5,554	0,134	15,7	0,218	-0,8601	1,051	0,188
73,8	0,218	1,959	5,537	0,145	29,8	0,218	1,5678	1,056	0,176
113,4	0,516	3,1269	5,538	0,144	52,4	0,123	1,2286	1,069	0,137
					75,9	0,378	-2,2482	1,007	0,275

Tabela 3. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – rok

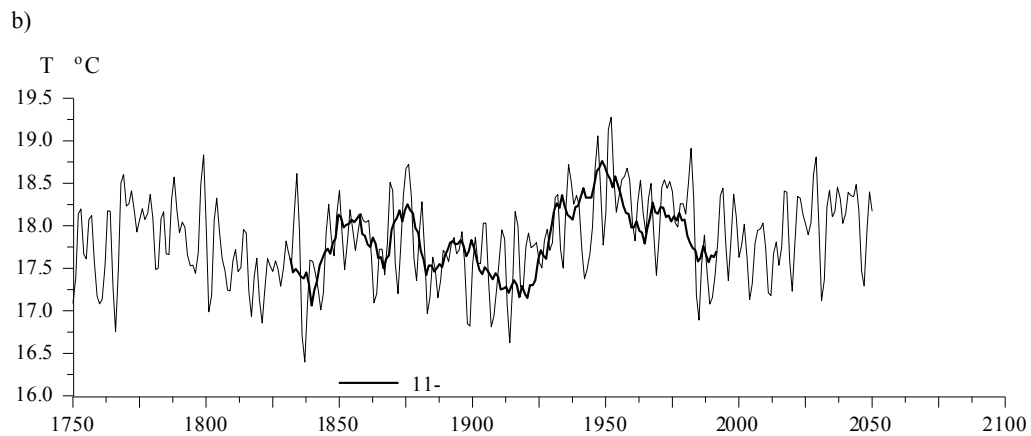
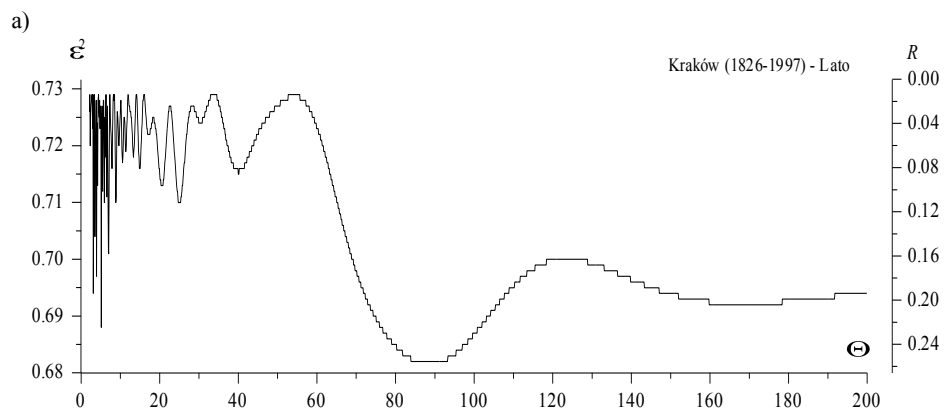
Table 3. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Warsaw in the years 1779-1998 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – year

Θ	b	c	ε^2	R
4	0,172	-1,8175	0,894	0,123
6	0,237	-1,4712	0,884	0,162
8	0,263	0,1897	0,875	0,19
8	0,203	2,317	0,889	0,144
11	0,164	-0,8971	0,898	0,104
13	0,214	0,0013	0,887	0,151
14	0,175	-0,0938	0,883	0,165
15	0,114	0,1744	0,893	0,128
22	0,122	2,1205	0,893	0,128
24	0,125	-2,445	0,891	0,136
71	0,09	0,766	0,9	0,093
106	0,153	2,1453	0,896	0,114



Rys. 7. Temperatura powietrza w Krakowie (1750-2100) – zima, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

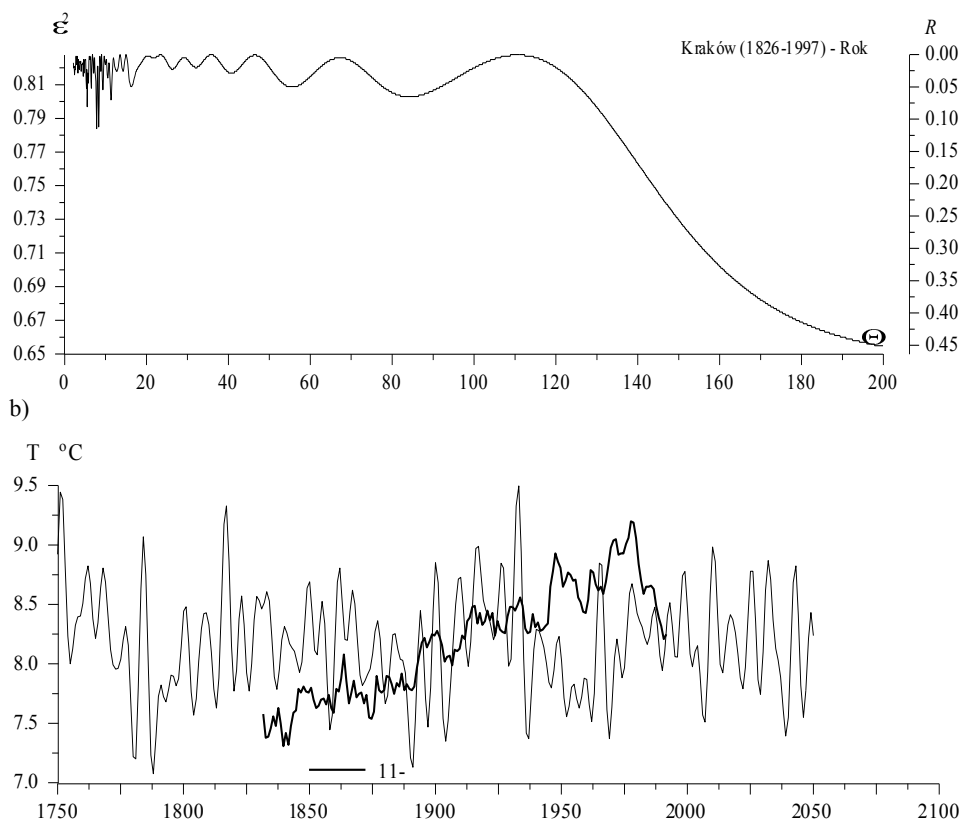
Fig. 7. Air temperature in Krakow (1750-2100) – winter, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century



Rys. 8. Temperatura powietrza w Krakowie (1750-2100) – lato, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat , b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 8. Air temperature in Krakow (1750-2100) – summer, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years b) Forecasts of air temperature in 21st century

a)



Rys. 9. Temperatura powietrza w Krakowie (1750-2100) – rok, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 9. Air temperature in Krakow (1750-2100) – year, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century

Tabela 4. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1997 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – zima, lato

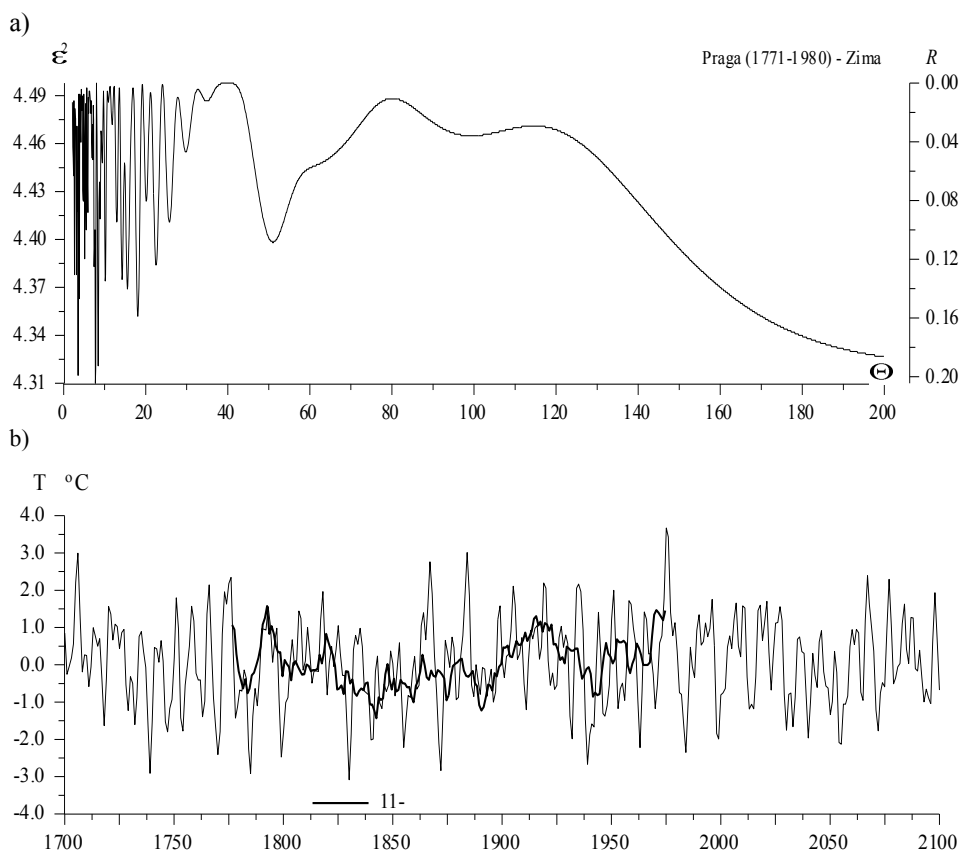
Table 4. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Krakow in the years 1826-1997 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – winter, summer

Θ	Zima				Lato				
	b	c	ε^2	R	Θ	b	c	ε^2	R
3,5	0,604	-1,068	4,316	0,202	3,9	0,304	-0,3373	1,052	0,206
5,1	0,478	-0,6604	4,389	0,156	5,4	0,256	2,383	1,058	0,192
7,4	0,515	-2,2226	4,384	0,16	5,9	0,24	2,4887	1,061	0,185
7,7	0,575	-0,9434	4,311	0,204	6,5	0,18	0,7023	1,077	0,14
8,4	0,58	-0,3658	4,322	0,198	7,8	0,206	-0,1013	1,075	0,147
10,1	0,466	-2,7875	4,375	0,166	8,4	0,224	-0,5834	1,074	0,15
14,2	0,459	0,1175	4,376	0,165	9,7	0,205	-1,3441	1,079	0,134
15,5	0,446	-1,652	4,37	0,169	13,9	0,242	1,3516	1,066	0,172
18,0	0,511	-2,3133	4,353	0,18	20,4	0,247	-2,9166	1,066	0,172
22,5	0,342	3,0167	4,385	0,159	36,7	0,261	2,2885	1,061	0,185
51,0	0,329	-2,3113	4,399	0,149	76,7	0,272	-1,3476	1,034	0,242
99,3	0,33	0,7854	4,466	0,086	193,5	0,418	0,0065	0,966	0,347

Tabela 5. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1997 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – rok

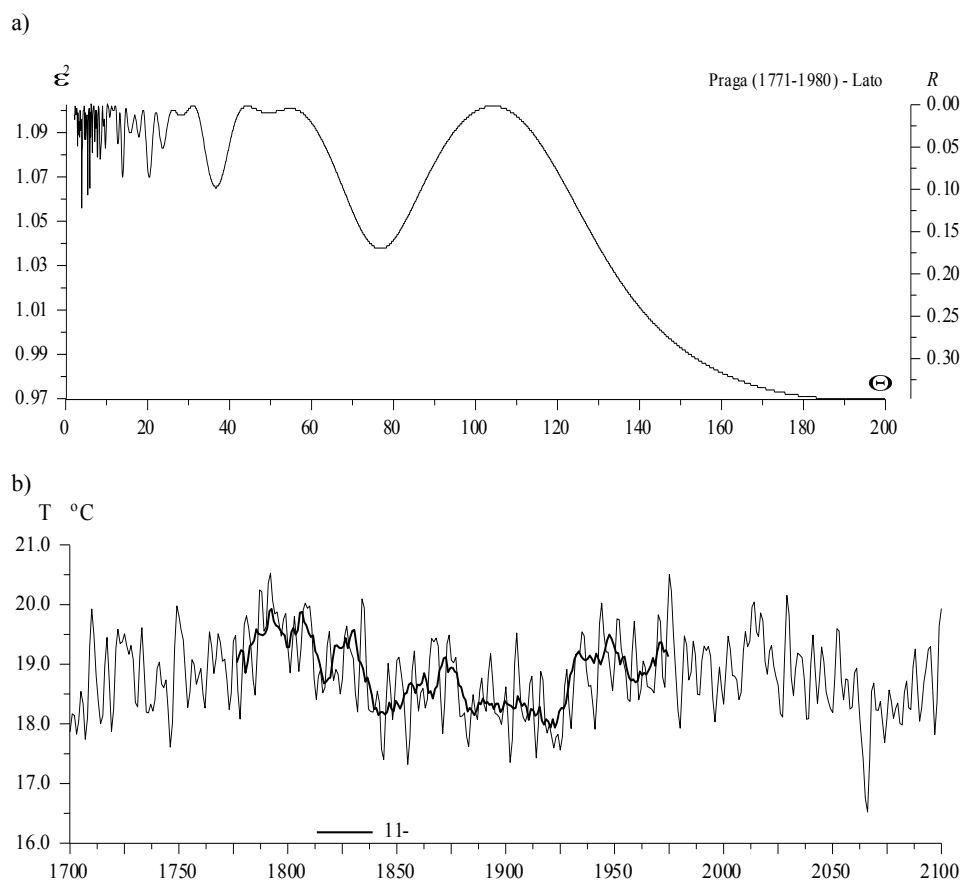
Table 5. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Krakow in the years 1826-1997 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – year

Θ	b	c	ε^2	R
4,5	0,157	1,3882	0,815	0,125
5,3	0,195	-0,599	0,808	0,155
5,5	0,23	-1,2765	0,797	0,193
5,8	0,13	1,474	0,811	0,143
6,5	0,174	0,871	0,808	0,155
7,8	0,244	0,2486	0,784	0,23
8,3	0,22	1,6302	0,785	0,228
9,3	0,135	0,3991	0,807	0,159
11,3	0,163	-0,6137	0,801	0,18
16,2	0,189	0,2676	0,809	0,151
55,5	0,138	-1,2029	0,809	0,151
84,2	0,044	0,3406	0,803	0,173

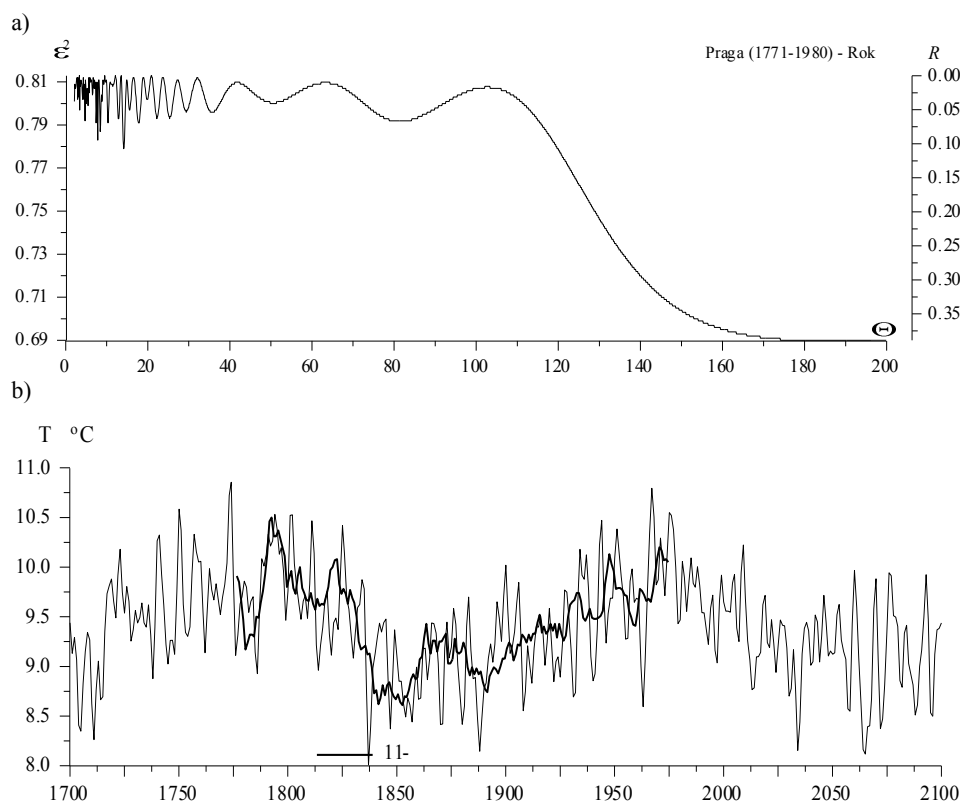


Rys. 10. Temperatura powietrza w Pradze (1700-2100) – zima , a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 10. Air temperature in Prague (1700-2100) – winter, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century



Rys. 11. Temperatura powietrza w Pradze (1700-2100) – lato, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku
Fig. 11. Air temperature in Prague (1700-2100) – summer, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century



Rys. 12. Temperatura powietrza w Pradze (1700-2100) – rok, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 12. Air temperature in Prague (1700-2100) – year, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century

Tabela 6. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Pradze w latach 1771-1980 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – zima, lato

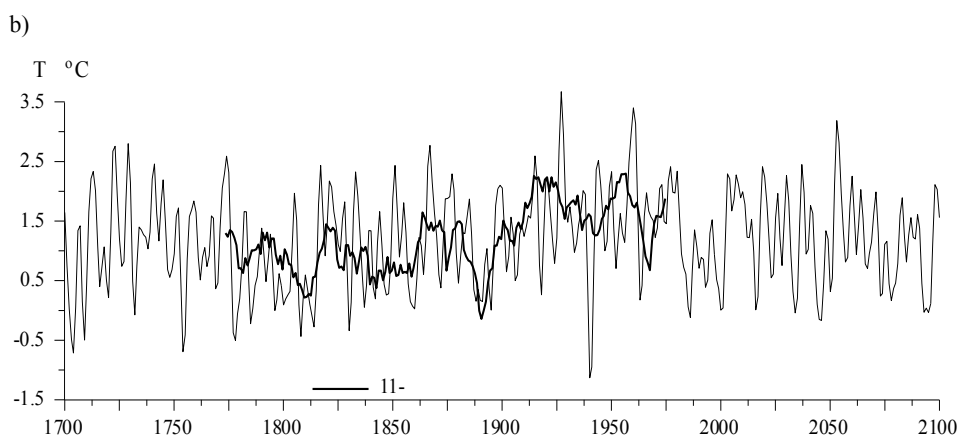
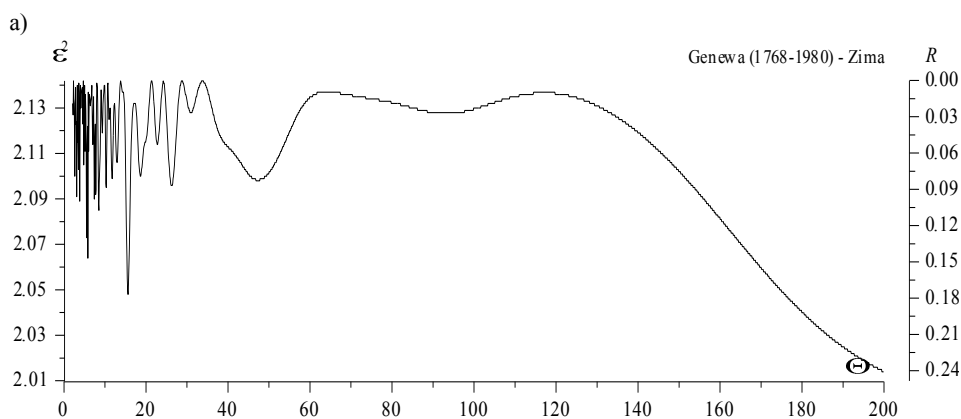
Table 6. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Prague in the years 1771-1980 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – winter, summer

Zima					Lato				
Θ	b	c	ε^2	R	Θ	b	c	ε^2	R
3,5	0,604	-1,068	4,316	0,202	3,9	0,304	-0,3373	1,052	0,206
5,1	0,478	-0,6604	4,389	0,156	5,4	0,256	2,383	1,058	0,192
7,4	0,515	-2,2226	4,384	0,16	5,9	0,24	2,4887	1,061	0,185
7,7	0,575	-0,9434	4,311	0,204	6,5	0,18	0,7023	1,077	0,140
8,4	0,58	-0,3658	4,322	0,198	7,8	0,206	-0,1013	1,075	0,147
10,1	0,466	-2,7875	4,375	0,166	8,4	0,224	-0,5834	1,074	0,150
14,2	0,459	0,1175	4,376	0,165	9,7	0,205	-1,3441	1,079	0,134
15,5	0,446	-1,652	4,370	0,169	13,9	0,242	1,3516	1,066	0,172
18,0	0,511	-2,3133	4,353	0,18	20,4	0,247	-2,9166	1,066	0,172
22,5	0,342	3,0167	4,385	0,159	36,7	0,261	2,2885	1,061	0,185
51,0	0,329	-2,3113	4,399	0,149	76,7	0,272	-1,3476	1,034	0,242
99,3	0,33	0,7854	4,466	0,086	193,5	0,418	0,0065	0,966	0,347

Tabela 7. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Pradze w latach 1771-1980 (ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – rok

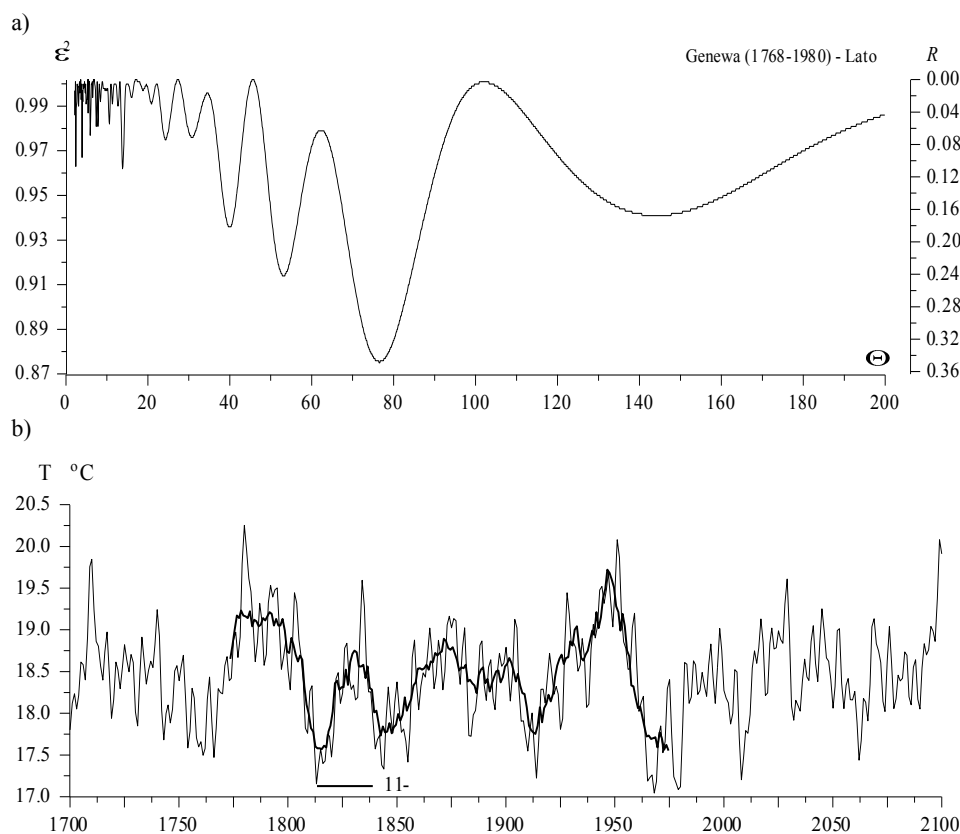
Table 7. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Prague in the years 1771-1980 (ε^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – year

Θ	b	c	ε^2	R
3,4	0,182	-3,0482	0,797	0,140
4,7	0,194	-1,0157	0,792	0,160
5,5	0,147	-1,134	0,799	0,131
7,4	0,175	-2,3643	0,791	0,164
7,8	0,199	0,1714	0,783	0,192
8,4	0,217	-0,2929	0,787	0,178
10,3	0,188	1,7534	0,791	0,164
17,8	0,194	-2,6805	0,791	0,164
25,3	0,146	1,2136	0,793	0,156
35,7	0,174	-0,51	0,796	0,144
81,4	0,129	0,1766	0,792	0,160
186,5	0,460	-1,8164	0,690	0,389



Rys. 13. Temperatura powietrza w Genewie (1700-2100) – zima, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 13. Air temperature in Geneva (1700-2100) – winter, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century



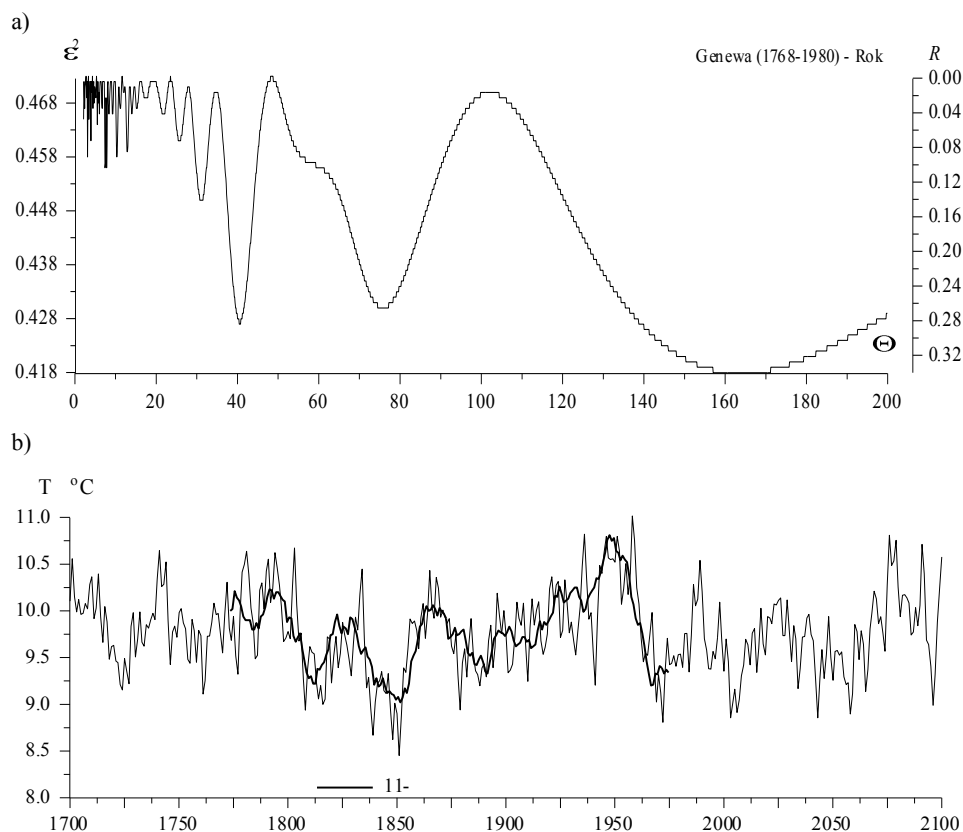
Rys. 14. Temperatura powietrza w Genewie (1700-2100) – lato, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 14. Air temperature in Geneva (1700-2100) – summer, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century

Tabela 8. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Genewie w latach 1768-1980 (ϵ^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – zima, lato

Table 8. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Geneva in the years 1768-1980 (ϵ^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – winter, summer

Zima					Lato				
Θ	b	c	ϵ^2	R	Θ	b	c	ϵ^2	R
3,8	0,32	0,7551	2,089	0,157	3,9	0,264	-0,2547	0,967	0,187
5,5	0,372	-0,4599	2,073	0,180	5,9	0,223	2,4964	0,977	0,158
5,8	0,392	0,8475	2,064	0,191	7,8	0,193	0,4442	0,981	0,144
7,4	0,305	-2,6422	2,09	0,156	10,6	0,17	0,7532	0,982	0,141
7,7	0,29	-1,3126	2,092	0,153	11,3	0,093	-2,107	0,991	0,104
8,5	0,284	-2,9282	2,085	0,163	13,8	0,253	1,8525	0,962	0,2
10,3	0,249	1,0371	2,095	0,148	24,3	0,223	0,1225	0,975	0,164
11,7	0,284	-1,021	2,099	0,142	30,7	0,218	-3,0359	0,976	0,161
15,6	0,417	-2,7105	2,048	0,210	39,9	0,284	2,5781	0,936	0,256
26,2	0,295	-1,9591	2,096	0,147	53,1	0,289	-2,0693	0,914	0,296
47,3	0,316	-1,9756	2,098	0,143	76,5	0,392	-1,121	0,875	0,356
93,1	0,105	2,8941	2,128	0,081	144,1	0,209	-0,5946	0,941	0,247



Rys. 15. Temperatura powietrza w Genewie (1700-2100) – rok, a) Widmo temperatury powietrza w paśmie 2,1-200 lat, b) Prognozy temperatury powietrza w XXI wieku

Fig. 15. Air temperature in Geneva (1700-2100) – year, a) Spectrum of air temperature in the strip 2,1-200 years, b) Forecasts of air temperature in 21st century

Tabela 9. Okresy Θ , amplitudy b , fazy c temperatury powietrza w Genewie w latach 1768-1980 (ϵ^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji) – rok

Table 9. The periods Θ , amplitudes b and phases c of air temperature in Geneva in the years 1768-1980 (ϵ^2 – rest variance, R – coefficient of correlation) – year

Θ	b	c	ϵ^2	R
3,1	0,172	-2,2142	0,458	0,176
3,9	0,155	0,2357	0,461	0,157
7,4	0,156	-2,5404	0,456	0,188
7,8	0,143	0,1118	0,456	0,188
10,3	0,159	1,5749	0,458	0,176
11,1	0,084	-0,1833	0,467	0,109
12,9	0,176	1,6078	0,459	0,170
31,1	0,217	2,2239	0,45	0,219
40,6	0,278	1,4664	0,427	0,311
75,8	0,217	-2,4632	0,43	0,300
163,9	0,266	2,7638	0,418	0,340

3.16. Prognozy zmian klimatu Polski

Tom XVI. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Prognozy zmian klimatu Polski** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 212

Celem XVI tomu *Atlasu* p.t. *Prognozy zmian klimatu Polski* jest przedstawienie stanu badań zmian klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski prowadzonych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1984-2002.

Najpierw zestawiono najważniejsze wyniki badań dotyczące cykliczności, tendencji i prognoz zmian klimatu Polski na tle Europy w XVIII-XXI wieku. Koncepcja prognozowania zmian klimatu pojawiła się po wykryciu synchronicznych cykli zmiennych klimatologicznych, astronomicznych i geologicznych. Analogiczna cykliczność skutków i domniemyanych przyczyn upoważnia do przedstawienia hipotezy, że stwierdzona okresowość w XVIII-XX wieku będzie się powtarzać w XXI wieku. Sondażem przyszłości jest interferencja wykrytych cykli krótkich, średnich i długich poza przedziałem serii pomiarów.

Jednym z nich, najważniejszym w prognozach, jest planetarny cykl 178,9-letni. Po prostu co 179 lat powtarza się liczba plam słonecznych (liczb Wolfa) jak też wartości stałej słonecznej.

Jego obecność w seriach pomiarowych (temperatury i paleotemperatury) świadczy o zewnętrznych przyczynach współczesnych wahań klimatu. Ponadto stwierdzono, że w kształtowaniu klimatu ważną rolę spełnia zawartość pyłów wulkanicznych w atmosferze, która cechuje się także okresowością. Dystrybucja energii słonecznej na Ziemi uwarunkowana zmianami stałej słonecznej i przezroczystości atmosfery odbywa się przez ogólną cyrkulację. Klimat Europy (i Polski) zależy od jej składowej równoleżnikowej (strefowej). Postępujące ocieplenie, zwłaszcza coraz cieplejsze zimy w Europie dobrze wyjaśnia tendencja rosnąca wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) tj. intensyfikacja ocieplającego w zimie oddziaływania wód Atlantyku.

Prognozy wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy (i Polski) w XXI wieku, które częściowo może być złagodzone przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany i miejskie wyspy ciepła).

Wyeksponowano wpływ cyrkulacji atmosferycznej na klimat Polski (wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein) w rozdziale IV opracowanym przez D. Baranowskiego. Szczególne znaczenie poznawcze i możliwość wykorzystania w prognozach regionalnych mają mapy izarytm maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza z wyodrębnieniem kierunków adwekcji mas powietrza i typów cyrkulacji cyklonalnej i antycyklonalnej. Rozdział ten jest rozszerzeniem badań autora zapoczątkowanych w pracy doktorskiej (2001).

Innym ważnym problemem jest aktywność burzowa w Polsce w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej. Zagadnienie to zostało rozwiązane w pracy doktorskiej K. Grabowskiej p.t. *Burze w Polsce i ich uwarunkowania* (20002). Wykrycie cykliczności aktywności burzowej w Polsce w latach 1951-1990 umożliwiło opracowanie prognoz liczby dni z burzą do roku 2025 w 20 miejscowościach, reprezentujących różne jednostki fizycznogeograficzne Polski. Prognozy liczby dni z burzą w Polsce mają duże znaczenie aplikacyjne.

Ważniejsze wyniki badań zawarte w XVI tomie *Atlasu* przedstawiono głównie na mapach, licznych wykresach i tabelach.

SPIS TREŚCI (16)

I	WPROWADZENIE	7
II	STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU	9
1.	Antropogeniczne zmiany klimatu	9
2.	Naturalne zmiany klimatu	11
3.	Prognozy zmian klimatu	13
III	PROGNOZY ZMIAN KLIMATU W PRACACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	17
1.	Początki badań zmian klimatu i prognoz (1984)	17
2.	Postęp badań zmian klimatu i prognoz (1992-2000)	19
3.	Wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) na klimat Polski	26
4.	Prognozy zmian Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) w XXI wieku	27
4.1.	Widma wskaźnika NAO w latach 1825-1997	27
4.2.	Zmiany wskaźnika NAO w XVIII-XXI wieku	28
IV	ZMIANY KLIMATU POLSKI NA TLE EUROPY W XVIII-XXI WIEKU	30
1.	Cykliczne zmiany klimatu Europy (XVIII-XX)	30
2.	Coraz cieplejsze zimy w Europie i Polsce	32
3.	Prognoza klimatu Warszawy w XXI wieku	33
V	POLE TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE A TYPY CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ	35
1.	Geograficzny rozkład temperatury maksymalnej i minimalnej w Polsce.	39
2.	Maksymalna temperatura powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej	40
3.	Minimalna temperatura powietrza a typy cyrkulacji atmosferycznej	41
4.	Zróznicowanie wartości temperatury maksymalnej i minimalnej na obszarze Polski w dominujących typach cyrkulacji atmosferycznej	42
5.	Zmienność temperatury maksymalnej i minimalnej w przebiegu rocznym w dominujących typach cyrkulacji	43
6.	Temperatura maksymalna i minimalna w zależności od makrotypu cyrkulacji atmosferycznej	44
VI	Z BADAŃ OKRESOWOŚCI I TENDENCJI ZMIAN BURZ W POLSCE	164
1.	Zmiany roczne liczby dni z burzą	164
2.	Zmiany cykliczne liczby dni z burzą	166
3.	Zależność dni z burzą od typów cyrkulacji atmosferycznej	167
4.	Tendencje zmian aktywności burzowej w Polsce	169
5.	Prognoza dni z burzą w latach 2000-2025	170
VII.	ZAKOŃCZENIE	206
	LITERATURA	208

Zmiany klimatu polski na tle Europy w XVIII-XXI wieku

Chronologiczne ciągi czasowe substancji organicznych zdeponowanych w osadach polskich jezior: Wikaryjskie, Święte, Gościąg informują o holocenijskich wahanach klimatu Polski. W datowaniach osadów zastosowano metodę radioaktywnego izotopu ^{14}C węgla lub (w przypadku Jez. Gościąg) zliczono 10-letnie przyrosty warstwy osadów. Akumulowane substancje organiczne w osadach tych jezior są dodatnio skorelowane z temperaturą atmosfery. Daty ochłodzeń i ociepleń klimatu Polski – to minima i maksima koncentracji substancji organicznych.

Według zawartości substancji organicznych w osadach wymienionych jezior za datę holoceniowego ochłodzenia klimatu Polski przyjmuje się 12000 BP (Wikaryjskie), 11450-9000 BP (Święte), 11000-9000 (Gościąż).

Największe holocenijskie ocieplenia klimatu Polski – według osadów Jez. Gościąż są datowane 13 000-11 000 BP i 9 000-8 500 BP.

Rekonstrukcje temperatury powietrza na Ziemi według redukcji lodowców, szerokości pierścieni drzew i pomiarów instrumentalnych wskazują w ostatnim tysiącleciu trzy główne przedziały czasu: „optimum średniowieczne” – 800-1200, „mała epoka lodowa” – 1400-1900 i współczesne ocieplenie – od 1900 roku.

W ostatnich 400 latach wystąpiły trzy główne ochłodzenia klimatu Europy o najmniejszej średniej globalnej temperaturze powietrza na półkuli północnej w pobliżu dat: 1600, 1700, 1830. Najbardziej znane (z pomiarów instrumentalnych) jest to ostatnie, największe ochłodzenie w Europie i Polsce.

Celem pracy jest zaprezentowanie problematyki paleoklimatu oraz prognoza zmian klimatu Warszawy do końca XXI wieku w odniesieniu do terytorium Polski i globu.

Cykliczne zmiany klimatu Europy (XVIII-XX)

Dotychczasowe badania długich ciągów pomiarów wykazały, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski (Kraków 1826-1990, Wrocław 1851-1990), czy też europejskich (Praga 1771-1980, Genewa 1768-1980, Zurych 1864-1980, Poczdam 1893-1992), występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to:

Miejscowość	Zima		lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa (1779-1990)	113,1	0,7	91,2	0,4
Praga (1771-1980)	98,5	0,5	76,9	0,8
Genewa (1768-1980)	93,4	0,4	76,6	1,0
Anglia (1659-1973)	99,1	0,6	101,9	0,3
NAO (1825-1997)	105,1	0,6	83,2	0,5

Te długie okresy temperatury powietrza skorelowane są z podobnymi cyklami zmiennych astronomicznych i geologicznych:

	Θ
Aktywność Słońca (1700-2001)	102,8
Aktywność Słońca (1749-1993)	100,8
Stała słoneczna (1700-1993)	102,8
ΔVI	90,5
Siły pływowe na Słońcu (ΔG)	91,4
Dyspersja masy (B)	84,1
Odległość śr. masy US od Słońca (s)	101,3

Maksima tych zimowych cykli: temperatury powietrza, Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO), aktywności Słońca i przyspieszenia Słońca przypadają na te same lata.

Temperatura powietrza w Warszawie, w obu półroczach: chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) charakteryzuje się podobną periodycznością.

Coraz cieplejsze zimy w Europie i Polsce

Nie rozwiązany dotąd problemem jest ustalenie naturalnych przyczyn zmian klimatu Ziemi. Nie znany jest też udział czynników naturalnych i antropogenicznych w postępującym globalnym ociepleniu klimatu w ostatnich stuleciach.

Z najdłuższych serii pomiarowych wynika systematyczne ocieplenie się klimatu Ziemi w XVIII-XX wieku. Średnia temperatura powietrza na Ziemi podczas zim w latach 1890-1985 wzrosła: w strefie okołorównikowej – o 0,2 °C, w strefie polarnej – o 5 °C. Średnia globalna temperatura, oszacowana na podstawie pomiarów w atmosferze i powierzchni wód oceanów, w latach 1861-1991 wzrosła średnio 0,5 °C.

Należy zauważyć, że to postępujące ocieplenie jest określane na podstawie serii pomiarów temperatury, rozpoczynających się podczas największego ochłodzenia w ciągu ostatnich dwóch wieków: 1798-1833.

W Europie i Polsce coraz cieplejsze są przede wszystkim zimy: w Warszawie o 1 °C /100 lat, Krakowie – o 1,4 °C, Pradze – o 0,25°C, Genewie – o 0,5 °C, Anglii Środkowej – o 0,3 °C:

Miejscowość	Lato	Zima	Rok
Warszawa (1779-1990)	0,13	1,03	0,66
Kraków (1826-1990)	0,32	1,38	0,93
Wrocław (1851-1980)	-0,70	0,12	-0,04
Praga (1771-1980)	-0,25	0,25	-0,03
Zurych (1864-1980)	-0,90	0,65	0,03
Genewa (1768-1980)	-0,19	0,51	0,08
Poczdami (1893-1992)	0,92	0,10	0,66
Anglia (1659-1973)	0,01	0,32	0,18

Inaczej jest w sezonie letnim – coraz chłodniejszym w niektórych miejscowościach: w Pradze – o 0,25 °C/100 lat, Genewie – o 0,19 °C/100 lat. Średnie roczne wartości temperatury w: Wrocławiu, Pradze, Zurychu, Genewie mają prawie zerowe tendencje.

Wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza obserwuje się podnoszenie się poziomu oceanów – średnio o 10-25 cm w ostatnim stuleciu.

Poziom Morza Bałtyckiego wg stanów wody w Świnoujściu w latach 1811-1990 podnosi się średnio o 4,5 cm/100 lat. Przyrosty poziomu Bałtyku w poszczególnych porach roku pokazuje tabela:

<i>h</i>	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
cm/100lat	1,4	3,8	6,8	5,7	4,5

Część tego postępującego ocieplenia klimatu w latach 1779-1990 – np. w Warszawie o 0,6 °C /100lat wynika ze wzrostu aktywności Słońca o 16,9/100lat (stałej słonecznej):

W kształtowaniu klimatu Ziemi w ostatnich stuleciach dominującą rolę odgrywają eksplozywne erupcje wulkaniczne, wyrzucające duże ilości pyłów i gazów do stratosfe-

ry (aerozole siarczanowe). W latach 1600-1980 wartości wskaźnika *DVI* (dust veil index, Lamb 1974) – charakteryzujące zawartość pyłów wulkanicznych w atmosferze – maleją o 49/100lat. Poza tym odstęp czasu między kolejnymi erupcjami wulkanów wydłuża się – średnio o 2 dni/100 lat.

Nie bez znaczenia jest coraz większa koncentracja masy w Układzie Słonecznym względem płaszczyzny ekliptyki (dyspersja masy maleje).

Prognoza klimatu Warszawy w XXI wieku

W prognozach zmian klimatu przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych: aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego. Najdłuższe okresy około 100- i 200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980 – prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1984). Średnia roczna temperatura 6,6°C w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1936.

Prognozy temperatury powietrza w zimie i w lecie w Warszawie w XXI – to wypadkowe z nakładania się (interferencji) cykli temperatury powietrza, wykrytych na podstawie danych z lat 1779-1990. Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C wystąpią prawdopodobnie w połowie bieżącego stulecia – około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku.

Nową prognozę temperatury powietrza w zimie w Warszawie w XXI wieku sporządzono na podstawie zmian: wskaźnika *NAO* – charakteryzującego intensywność ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego, $\log DVI$ – wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (aerozoli siarczanowych w stratosferze), absorbujących i rozpraszających promieniowanie słoneczne, *W* – aktywności Słońca (liczb Wolfa).

3.17. Mroźne zimy i upalne lata w Polsce

Tom XVII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirchenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Mroźne zimy i upalne lata w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 297

Celem pracy jest określenie zakresu zmian i wahań temperatury powietrza podczas sezonów zimowych (XII, I, II) i letnich (VI, VII, VIII) w Europie, ze szczególnym uwzględnieniem Polski.

Najpierw przedstawiono opisy niebezpiecznych zjawisk pogodowych w kronikach pogody w X-XVI wieku. Trudno nie zainteresować się informacją, że „w 1219 roku w Polsce przez całe lato padał deszcz, który rzadko ustawał. Z powodu powodzi był głód, zima była bardzo ciężka, a zimą 1322/1323 było między Danią, słowiańskim krajem i Jutlandią zamrożone Morze Bałtyckie, tak że rozbójnicy, przychodząc ze słowiańskiego kraju, spłodrowali niektóre okolice Danii, a pośrodku morza na lodzie były założone gospody dla przejezdnych”.

Sporo miejsca poświęcono przeszłości i terażniejszości klimatu Europy i Polski. Szczególną uwagę zwrócono na zmiany klimatu minionych epok geologicznych. Obecnie żyjemy w epoce lodowej (czwartorzędu), która rozpoczęła się 2 miliony lat temu i trwa nadal z pokrywa lodową znajdującą się na obu biegunach (na Antarktydzie i Arktyce).

Według zawartości substancji organicznych w osadach polskich jezior za datę holoceńskiego ochłodzenia klimatu Polski można przyjąć 12 000 BP (Jez. Wikaryjskie). Największe holoceńskie ocieplenie klimatu Polski (wg osadów Jez. Gościąż) wystąpiły 13 000-11 000 i 9 000-8 500 lat temu.

Rekonstrukcja temperatury powietrza w warstwie przyziemnej w różnych miejscach Ziemi w ostatnim tysiącleciu (według redukcji lodowców, szerokości pierścieni drzew i pomiarów bezpośrednich) wskazuje 3 zasadnicze przedziały czasu : „optimum średniowieczne” – 800-1200, „mała epoka lodowa” – 1400-1900 i współczesne ocieplenie – od 1900 roku.

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie zimy są coraz cieplejsze o 1°C/100 lat, a lata o 0,1°C/100 lat. Średnia roczna temperatura wzrasta o 0,7 °C/100 lat.

Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi.

Temperaturę powietrza podczas zim w Warszawie i wskaźnik NAO cechuje analogiczna cykliczność z dominującym okresem 7,8-letnim. Podobieństwo tych cykli świadczy, iż zimy w Warszawie są kształtowane przez okresowe wahania wskaźnika NAO (cyrkulacji strefowej).

Najważniejszą część pracy stanowi rozdział 5 „Mroźne zimy i upalne lata w Europie w XVIII-XXI wieku, ze szczególnym uwzględnieniem Polski”. Zawiera on wykresy zmian temperatury powietrza podczas zimy i lata w XVIII-XXI wieku w 40 miejscowościach europejskich. Widma temperatury powietrza i tendencje zmian, określone równaniami prostych regresji omówiono wcześniej – w rozdziale III – „Przeszłość i terażniejszość klimatu ...”. Szczególne znaczenie mają jednak prognozy klimatu do roku 2100 na podstawie interferencji silniejszych cykli zawartych w widmach. Prognozy wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy (i Polski) w XXI wieku, które czę-

ściowo może być złagodzone przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany i miejskie wyspy ciepła).

W tabelkach zestawiono po 10 najmroźniejszych i najłagodniejszych zim i po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lat.

Istotny jest również kolejny rozdział VI („Dobowe amplitudy temperatury powietrza w Polsce i ich zależność od typów cyrkulacji atmosferycznej (1971-1995)”), opracowany przez D. Baranowskiego. Szczególne znaczenie mają mapy izarytm średnich miesięcznych wartości dobowej amplitudy temperatury powietrza przy różnych kierunkach adwekcji mas powietrza i typach cyrkulacji cyklonalnej i antycyklonalnej (wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein). Rozdział ten jest rozszerzeniem badań autora rozpozczętych w pracy doktorskiej (2001).

Innym ważnym elementem jest pole opadów atmosferycznych w Polsce (jego zmienność czasowa i przestrzenna) przedstawione w rozdziale VII – „Zmiany roczne pola opadów atmosferycznych w Polsce i ich uwarunkowania (1951-1995)”, opracowanym przez autorów D. Baranowskiego i M. Kirschenstein. Zagadnienie to zostało częściowo rozwiązane wcześniej w pracy doktorskiej M. Kirschenstein pt. „Wysokie dobowe sumy opadów atmosferycznych na obszarze północno-zachodniej Polski i ich uwarunkowania” (2000). Interesujące są mapy izarytm wskaźników (ilorazów), które wyróżniają obszary o cechach oceanicznych (kontynentalnych) klimatu Polski.

Ważniejsze wyniki badań zawarte XVII tomie Atlasu przedstawiono graficznie na licznych wykresach, tabelach i mapach.

SPIS TREŚCI (17)

I	WPROWADZENIE	7
II	EKSTREMALNE ZJAWISKA POGODOWE W X-XVI WIEKU (wg kronik)	9
III	PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU ZIEMI	15
1.	Zarys klimatu minionych epok geologicznych	15
2.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu w ostatnich stuleciach	17
3.	Tendencje zmian klimatu w XVII-XX wieku	20
IV.	ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W KSZTAŁTOWANIU KLIMATU EUROPY	23
1.	Wpływ Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego na klimat Europy	23
2.	Kierunki adwekcji mas powietrza przy różnych typach cyrkulacji	24
3.	Dominujące kierunki i prędkości wiatru w Polsce	26
V.	MROŻNE ZIMY I UPALNE LATA W EUROPIE W XVIII-XXI WIEKU ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM POLSKI.	29
1.	Mroźne i łagodne zimy oraz ciepłe i chłodne lata	30
2.	Widma temperatury powietrza w Europie	31
3.	Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XX wieku. Prognozy po rok 2100	31
VI	DOBOWE AMPLITUDY TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE I ICH ZALEŻNOŚĆ OD TYPÓW CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ (1971-1995)	171
1.	Dobowe wahania temperatury powietrza na obszarze Polski	178
2.	Zależność dobowej amplitudy temperatury od typów cyrkulacji atmosferycznej	181
3.	Zmienność dobowej amplitudy temperatury powietrza w przebiegu rocznym	182
VII	ZMIANY ROCZNE POLA OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE I ICH UWARUNKOWANIA (1951-1995)	237
1.	Roczne sumy opadów w Polsce	239
2.	Miesięczne sumy opadów	245
3.	Maksima i minima roczne sum opadów	246
4.	Amplituda roczna opadów	247
5.	Sumy opadów w porach roku	248
6.	Iloraz sezonowych sum opadów	251
VII	ZAKOŃCZENIE	285
	LITERATURA	289
	SUMMARY	295

Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XX wieku. Rekonstrukcja i prognoza po rok 2100

W identyfikacji naturalnych przyczyn zmian klimatu Ziemi fundamentalne znaczenie ma spełnienie zasady, że okresowość przyczyn i skutków powinna być zbliżona. Dlatego też istotne jest wskazanie analogicznej cykliczności domniemanych przyczyn – zmiennych: astronomicznych (aktywność Słońca, parametry Układu Słonecznego) i skutków – zmiennych klimatologicznych (cyrkulacja atmosferyczna, temperatura powietrza)

W widmach wymienionych zmiennych są obecne okresy zbliżone do okresów obiegu czterech największych planet dookoła Słońca i ich wzajemnego położenia.

W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do takiego założenia upoważnia 178,9-letni cykl planetarny. Po upływie 178,9 lat powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego (odległości środka masy US od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej siły grawitacji planet). Wykresy zmian liczb Wolfa (i stałej słonecznej) w latach 1700-1879 i 1880-2000 – po upływie 179 lat są prawie przystające. Odstęp czasu między maksimami absolutnymi liczb Wolfa (1778, 1957) wynosi 179 lat. Jest to w przybliżeniu okresowość w sensie matematycznym $f(t + 178,9) = f(t)$.

Przebieg czasowy liczb Wolfa w latach 1700-2100 (maksima główne w latach 1778 i 1957) można otrzymać uwzględniając momenty mas 4 – największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) – modulację momentów mas bliższych planet przez dalsze.

Można sądzić, że aktywność Słońca (stała słoneczna) jest kształtowana przez pola grawitacyjne tych planet.

Cykl około 180-letni jest obecny w najdłuższych seriach pomiarowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych.

Cykl 180-letni wielokrotnie powtarza się w ciągach chronologicznych paleotemperatury (izotopu ^{18}O) i zawartości substancji w osadach jeziornych sprzed kilkunastu tysięcy lat.

Metody prognozowania sprawdzano też na przykładzie krótkiej, 30-letniej serii pomiarów w Zamościu z lat 1951-1980 (Stopa-Boryczka, Boryczka 1998). Ekstrapolowanie wartości trendu czasowego – wypadkowej cykli: 3,25; 7,75; 12,6 lat – w latach 1981-1990 (poza przedział aproksymacji 1951-1980) są zbliżone do wyników pomiarów temperatury powietrza w dziesięcioleciu 1981-1990. Na uwagę zasługuje synchronizacja ekstremów wyrównanej temperatury powietrza w Zamościu z minimami i maksimami aktywności Słońca w cyklu 11-letnim. Maksima temperatury powietrza przypadają na daty maksimów plam słonecznych: 1957, 1968, 1979, 1989.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Nie bez znaczenia są prawie przystające proste regresji standaryzowanych wartości aktywności Słońca i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000: $W^* = 0,0037t - 6,956$, $T^* = 0,0047t - 8,940$

Tendencja rosnąca temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, jest po prostu wypadkową nakładania się cykli naturalnych. Na przykład coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o $1,03^\circ\text{C}/100$ lat w latach 1779-1998 są efektem nałożenia się kilku okresów: 3,3; 5,2; 7,1; 8,3; 12,9; 15,3; 18,1; 22,5; 39,6; 73,8; 113,4; 178,9 lat. Ich wypadkowa (prosta regresji) wyjaśnia wzrost temperatury powietrza podczas zim o $0,93^\circ\text{C}/100$ lat. Na zmienność antropogeniczną przypada zaledwie $0,1^\circ\text{C}/100$ lat. Analogiczne coraz cieplejsze zimy w Genewie – $0,05^\circ\text{C}/100$ lat, Pradze – $0,25^\circ\text{C}/100$ lat są efektem nakładania się cyklicznych wahań temperatury powietrza.

Funkcje prognostyczne $T = f(t)$ – to wypadkowe interferencji istotnych statystycznie cykli:

$$T = f(t) = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j\right)$$

Na przykład funkcja prognostyczna średniej temperatury powietrza w zimie w Uppsali ma postać:

$$T = -3,8 + 0,531 \sin(2\pi t/6,1 + 3,1222) + 0,646 \sin(2\pi t/12,7 - 0,8719) + 0,535 \sin(2\pi t/23,2 - 0,2635) + \\ + 0,461 \sin(2\pi t/26,0 - 1,3267) + 0,710 \sin(2\pi t/30,1 + 1,6685) + 0,403 \sin(2\pi t/102,7 + 1,9351) + \\ + 1,156 \sin(2\pi t/188,1 + 0,523)$$

Oceną dokładności 80 funkcji prognostycznych temperatury powietrza w zimie (40) i w lecie (40) są: wariancja resztkowa ε^2 , współczynnik korelacji wielokrotnej R i współczynnik specjalny korelacji R_s podane w tabelach.

Zmiany temperatury powietrza podczas zimy i lata w wybranych 9 spośród 40 miejscowości obszaru Europy przedstawiają wykresy wartości funkcji prognostycznych $T = f(t)$ na rys. 19-36. W przedziałach pomiarowych są to wartości aproksymowane na podstawie funkcji $T = f(t)$, a poza przedziałem aproksymacji – wartości prognozowane. Na rysunkach tych przedstawiono również zmierzone wartości temperatury powietrza (zimą i latem) w poszczególnych miejscowościach wraz z prostą regresji i jej równaniem.

Zmiany średnich wartości temperatury powietrza w zimie w Warszawie w XXI wieku opisuje funkcja trendu czasowego $T = f(t)$ o współczynniku korelacji $R = 0,589$:

$$T = -2,54 + \\ + 0,542 \sin(2\pi t/3,3 + 0,5592) + 0,669 \sin(2\pi t/5,2 + 0,5598) + 0,488 \sin(2\pi t/7,1 + 2,4537) + \\ + 0,832 \sin(2\pi t/8,3 + 2,5615) + 0,483 \sin(2\pi t/12,9 + 1,2135) + 0,455 \sin(2\pi t/15,3 + 1,1780) + \\ + 0,458 \sin(2\pi t/18,1 + 1,8846) + 0,260 \sin(2\pi t/22,5 - 2,6135) + 0,312 \sin(2\pi t/39,6 - 2,5485) + \\ + 0,263 \sin(2\pi t/73,8 + 2,0027) + 0,511 \sin(2\pi t/113,4 - 2,9818) + 0,156 \sin(2\pi t/178,9 + 2,0110)$$

W Europie (i Polsce) w XXI wieku można oczekiwać znacznego ochłodzenia klimatu, zwłaszcza bardziej mroźnych zim niż w drugiej połowie XX wieku. Świadczą o tym wykresy wypadkowych $T = f(t)$ z nakładania się (interferencji) cykli temperatury powietrza, obecnych w seriach pomiarowych. Główne minima funkcji $T = f(t)$ w Warszawie przypadają na lata: 2005 (-3,8°C), 2012 (-4,1), 2019 (-3,7), 20032 (-3,6), 2046 (-4,0), 2052-2055 (-4,2), 2068-2072 (-4,4), 2088 (-4,7°C).

Należy zaznaczyć, że są to prognozy naturalnych zmian klimatu, wywołanych przez naturalne (okresowe) czynniki.

Oceny dokładności funkcji prognostycznych $T(t)$ – wypadkowej interferencji cykli w zimie i lecie w wybranych 9 miejscowościach w Europie przedstawiono w tab. 1-2.

Tabela 1. Ocena dokładności funkcji prognostycznych $T(t)$ – zima, T_{sr} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, R_s – współczynnik specjalny korelacji
Table 1. Accuracy evaluation of prognostic function $T(t)$ – winter. T_{sr} – average of air temperature, s – standard deviation, ε^2 – residual variance, R – multiple correlation index, R_s – coefficient correlation

Nr	Miejscowość	T_{sr}	s	ε^2	R	R_s
1.	Anglia Środkowa	3,62	1,35	1,466	0,444	0,900
2.	Paryż	3,42	1,61	1,939	0,496	0,930
3.	Genewa	1,21	1,46	1,515	0,541	0,761
4.	Berlin	0,17	2,11	3,352	0,494	0,499
5.	Warszawa	-2,54	2,40	4,344	0,480	0,800
6.	Praga	-0,35	2,08	3,108	0,528	0,547
7.	Rzym	7,96	1,02	0,720	0,558	0,994
8.	Sztokholm	-2,83	2,21	3,526	0,525	0,852
9.	Moskwa	-8,83	2,75	4,897	0,593	0,971

Tabela 2. Ocena dokładności funkcji prognostycznych $T(t)$ – lato, T_{sr} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, R_s – współczynnik specjalny korelacji
Table 2. Accuracy evaluation of prognostic function $T(t)$ – summer, T_{sr} – average of air temperature, s – standard deviation, ε^2 – residual variance, R – multiple correlation index, R_s – coefficient correlation

Nr	Miejscowość	T_{sr}	s	ε^2	R	R_s
1.	Anglia Środkowa	15,25	0,78	0,444	0,532	0,990
2.	Paryż	18,00	1,18	0,823	0,638	0,999
3.	Genewa	18,44	1,00	0,584	0,646	0,999
4.	Berlin	17,98	1,04	0,685	0,604	0,999
5.	Warszawa	17,87	1,04	0,754	0,552	0,999
6.	Praga	18,36	1,32	0,801	0,735	0,999
7.	Rzym	23,45	0,90	0,419	0,692	1,000
8.	Sztokholm	15,96	1,20	1,019	0,541	0,998
9.	Moskwa	17,15	1,39	1,145	0,640	0,998

Ważniejsze wyniki badań

W ciągu ostatniego miliarda lat wystąpiło 6 wielkich epok lodowych: 950, 750, 620, 44, 280, 3-2 (złodowacenie czwartorzędowe) – średnio co 190 milionów lat. Są to tzw. „zimy kosmiczne”, których przyczyną może być obieg Układu Słonecznego dookoła środka naszej galaktyki (rok galaktyczny jest równy około 226 milionów lat). Złodowacenia Ziemi były efektem nakładania się trzech długich cykli: 100 000 lat – mimośrod (ekscentryczności) orbity, 42 000 lat – nachylenia płaszczyzny ekliptyki do równika 21 000 lat – położenia peryhelium względem punktu równonocy wiosennej (według teorii Milankoviča, 1930). W ciągu ostatniego miliona lat wystąpiło 10 głównych ochłodzeń i 10 ociepleń klimatu.

Chronologiczne ciągi czasowe substancji organicznych zdeponowanych w osadach polskich jezior informują o holocenijskich wahaniami klimatu. Za datę holocenijskiego ochłodzenia klimatu Polski można przyjąć minimum substancji organicznej 11 000- 9 000 w Jez. Gościąż. W przedziale czasu od -20 000 do -12 540 lat temu rekonstruowano zawartość substancji organicznych w osadach na podstawie interferencji cykli: 50, 230, 360, 390, 540, 590, 1120, 1380, 1770, 2970, 6080, 12380 lat.

Rekonstrukcje temperatury powietrza w warstwie przyziemnej w różnych miejscach Ziemi w ostatnim tysiącleciu wskazuje trzy zasadnicze przedziały czasu: „optimum średniowieczne” – 800-1200, „mała epoka lodowa” – 1400-1900 i współczesne ocieplenie – od 1900 roku. W ostatnich 400 latach wystąpiły trzy główne ochłodzenia klimatu Ziemi, o najmniejszej średniej globalnej temperaturze powietrza na półkuli północnej w pobliżu dat: 1600, 1700, 1830. Najbardziej poznane (na podstawie danych instrumentalnych) jest to ostatnie, największe ochłodzenie w Europie i Polsce (wg serii warszawskiej i krakowskiej). Trzeba zauważyć, że wystąpiło ono podczas trzech najsłabszych, wydłużonych (12-13-letnich) cykli aktywności Słońca (1798-1833).

Ochłodzenie to pojawiło się w czasie najsłabszego 13-letniego cyklu plam słonecznych (1811-1823), podczas absolutnego minimum wiekowego (od 1700 r.) To ostatnie globalne ochłodzenie klimatu (także w Polsce) wystąpiło podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej, po największych wybuchach wulkanów: 1803 – Cotopaxi, 1815 – Tambora, 1835 – Cosequina. Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki:

$$T_i = a_o + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t_i + c \right) + \varepsilon_i$$

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe).

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w zimie wynoszą one:

Miejscowość	Lata	ΔT °C
Warszawa	8,3	1,59
Kraków	8,3	1,87
Wrocław	8,3	1,53
Lwów	8,3	1,30
Praga	8,3	1,06
Berlin	7,7	1,54
Genewa	7,7	7,7
Wiedeń	8,3	8,3
Rzyrn	7,9	7,9
Sztokholm	7,8	7,8
Kopenhaga	7,8	7,8
Moskwa	7,9 1	0,76

W lecie okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza: Oto zimowe okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie:

Miejscowość	Zima	Lato
Warszawa	113,4	-
Kraków	90,0	88,0
Wrocław	123,0	75,0
Lwów	108,8	74,1
Praga	116,3	118,3
Bazylea	85,5	87,6
Kopenhaga	80,5	89,6
Wiedeń	89,8	-
Anglia	99,3	102,5
Sztokholm	86,3	89,4
Uppsala	102,8	94,0
Insbruk	-	84,6

Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lecie.

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Warszawa (zima – 2 18,3, lato – 208,2); Kraków (zima – 168,3); Lwów (lato – 195,3); Berlin (zima – 218,8); Kopenhaga (lato – 211,6); Anglia środkowa (zima – 166,9, lato – 204,6); Sztokholm (zima – 184,2); Uppsala (zima – 182,,3, lato – 92,8); Insbruck (zima – 169,9).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$, w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – zima (1,12 °C/100 lat), lato (-0,06°C/100 lat); Kraków (1827-1997) – zima (1,48°C), lato (0,3 1°C); Lwów (1824- 2002) zima (0,53°C), lato (-0,22°C); Praga (1771-1990) – zima (0,25°C), lato (-0,25°C); Berlin (1769-1990) – zima (0,32°C), lato (-0,39°C); Genewa – zima (0,51°C), lato (-0,40°C), Wiedeń –zima (0,69°C),lato (-0,08°C); Rzym (1811-1969) – zima (0,04°C), lato (-0,10°C); Sztokholm (1756-1994) – zima (0,86°C), lato (-0,08°C); Kopenhaga – zima (0,94°C), lato (0,05°C); Moskwa – zima (1,65°C), lato (-0,15°C).

Tendencje zmian temperatury powietrza w zimie i lecie w niektórych miastach Europy w tab. 3.

Tabela 3. Tendencje zmian temperatury powietrza w niektórych miastach Europy (°C/100 lat)

Stacje	Okres	Zima	Lato
Warszawa	1779-1998	1,12	-0,06
Kraków	1827-1997	1,48	0,31
Wrocław	1792-2002	0,69	0,25
Lwów	1824-2002	0,53	-0,22
Praga	1771-1990	0,25	-0,25
Berlin	1769-1990	0,32	-0,39
Genewa	1769-1980	0,51	-0,40
Wiedeń	1775-2002	0,69	-0,08
Rzym	1811-1989	0,04	-0,10
Sztokholm	1756-1994	0,86	-0,08
Kopenhaga	1768-1991	0,94	0,05
Moskwa	1881-2002	1,65	-0,15

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnic temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, NAO). Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letni, kilkunastoletni i 106,3-letni. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na klimat Polski, także na dobową amplitudę temperatury powietrza (1971-1995), dobrze charakteryzuje częstość typów cyrkulacji według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein.

Typy cyrkulacji o charakterze cyklonalnym charakteryzują się przeważnie mniejszymi dobowymi wahaniami temperatury powietrza niż antycyklonalne. Największe dobowe amplitudy temperatury powietrza w ciągu całego roku występują w antycyklonalnych typach cyrkulacji: *G*, *D₂C*. Najmniejsze dobowe amplitudy temperatury powietrza w Polsce obserwuje się najczęściej przy napływie do Polski powietrza z północy w typach: *E*, *CB*, *E₂C* oraz *E*.

Zmienność wiekową zim i lat w 9 miejscowościach europejskich (spośród 40) scharakteryzowano, zestawiając po 10 najzimniejszych i najłagodniejszych zim (średnich z XII, I, II) oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lat (średnich z VI, VII, VIII) (tab. 10-18).

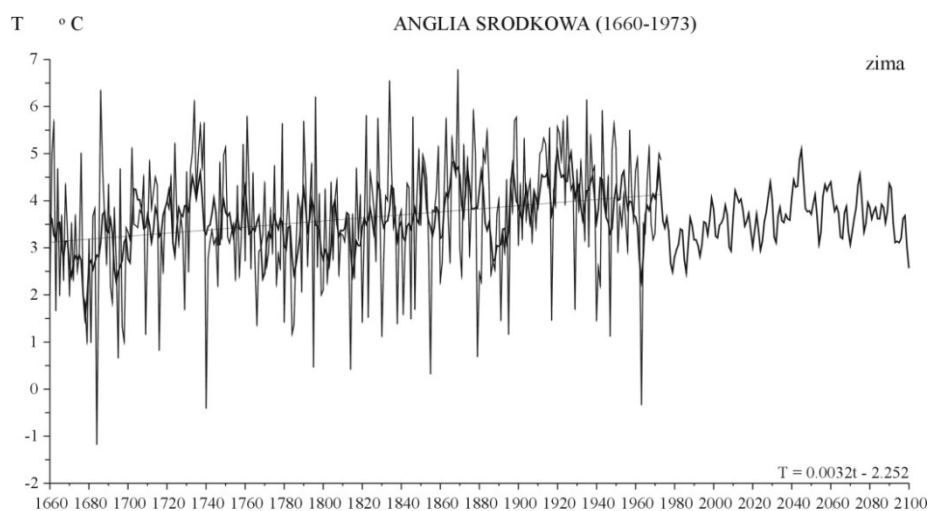
Najzimniejsza zima w Polsce wystąpiła w roku 1830 (Warszawa – 9,8°C, Kraków – -10,3; Wrocław – -10,3). Do mroźnych można zaliczyć także zimy: 1963 (Warszawa – -9,5; Kraków – -6,9; Wrocław – -8,4), 1929 (Warszawa – -7,9; Kraków – -7,7; Wrocław – -7,1) i 1940 (Warszawa – -8,8; Kraków – -7,4; Wrocław – -7,1). Najłagodniejsze zimy wystąpiły w ostatniej dekadzie XX wieku: Warszawa – 1990 (2,3°C), 1989 (1,9°C), Kraków – 1975 (2,2°C), 1990 (1,9°C), Wrocław – 1990 (3,2°C), 1998 (2,8°C). Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: w 1811 r. – 21,4°C, 1992 r. – 20,0°C i 2002 r. – 19,8°C

Rekonstrukcje i prognozy temperatury powietrza otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza (rys. 1-10):

$$T = f(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzały nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

Rekonstrukcja i prognoza temperatury powietrza w Europie (rys. 1-10)



Rys. 1. Zmiany temperatury powietrza w Anglii w latach 1660-1973 – prognoza w latach 1974-2100 – zima
Fig. 1. Changes of air temperature in England in the 1660-1973 years – forecasts in years 1974-2100 – winter



Rys. 2. Zmiany temperatury powietrza w Anglii w latach 1660-1973 – prognoza w latach 1974-2100 – lato
Fig. 2. Changes of air temperature in England in the 1660-1973 years – forecasts in years 1974-2100 – summer



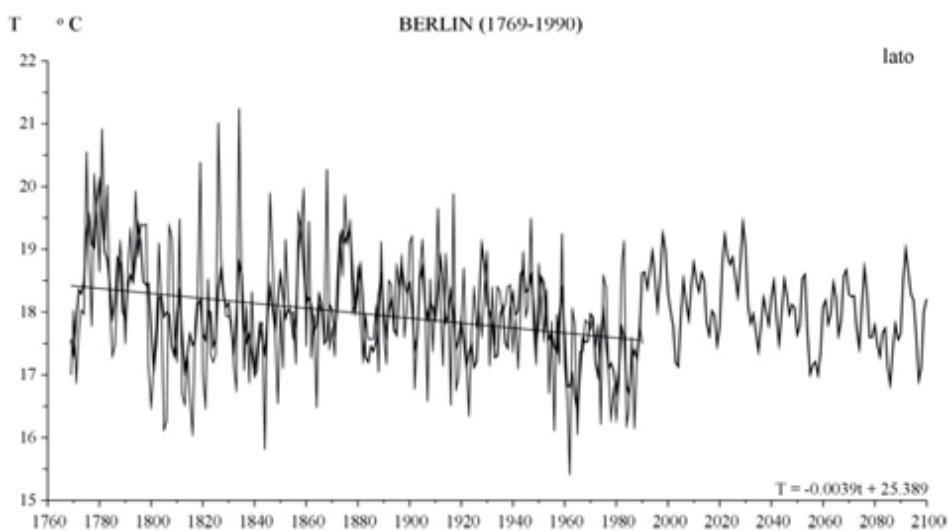
Rys. 3. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 – prognoza wiatkach 1996-2100 – zima
 Fig. 3. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years – forecasts in years 1996-2100 – winter



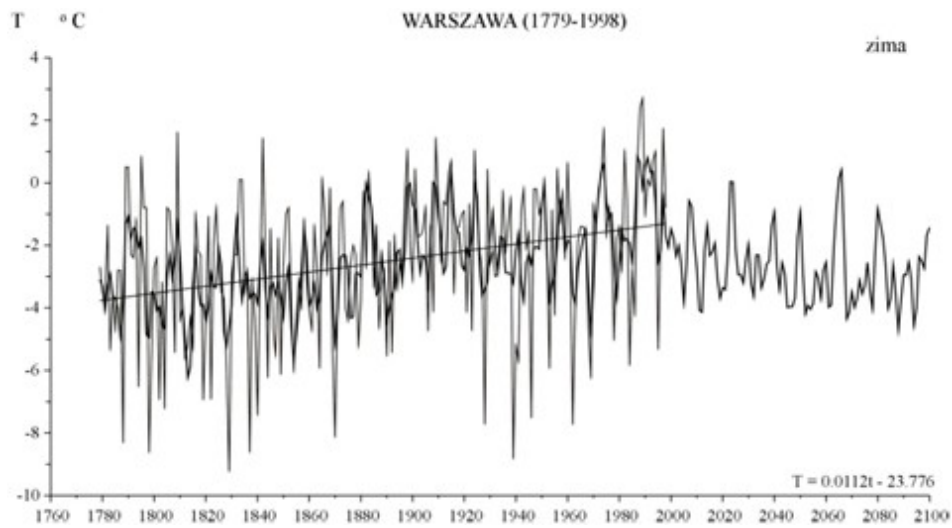
Rys. 4. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 – prognoza wiatkach 1996-2100 – lato
 Fig. 4. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years – forecasts in years 1996-2100 – summer



Rys. 5. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza wiatkach 1991-2100 – zima
Fig. 5. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years – forecasts in years 1991-2100 – winter

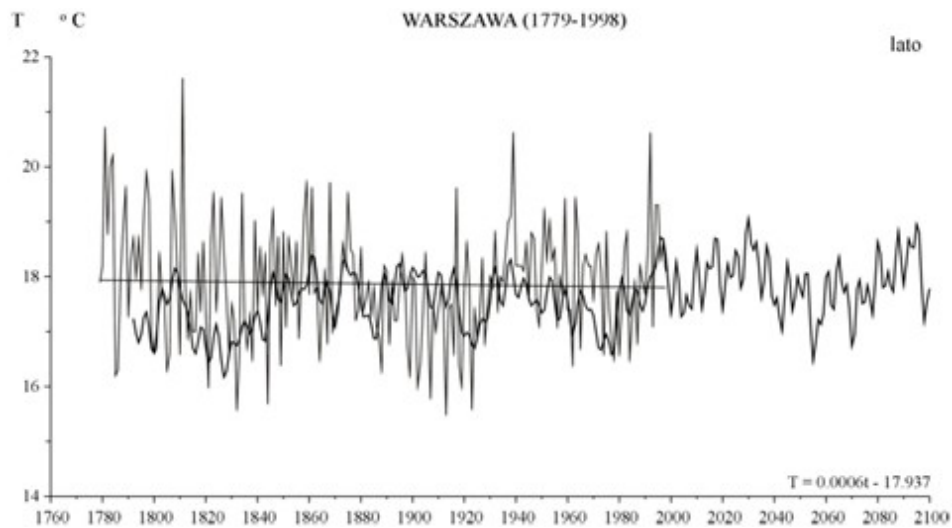


Rys. 6. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza wiatkach 1991-2100 – lato
Fig. 6. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years – forecasts in years 1991-2100 – summer



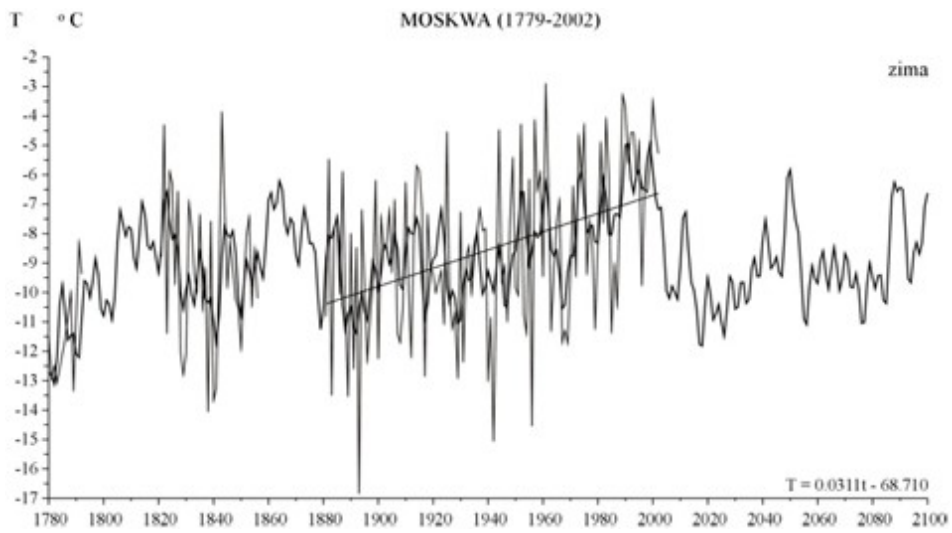
Rys. 7. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998 – prognoza wiatkach 1999-2100 – zima

Fig. 7. Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-1998 – forecasts in years 1999-2100 – winter

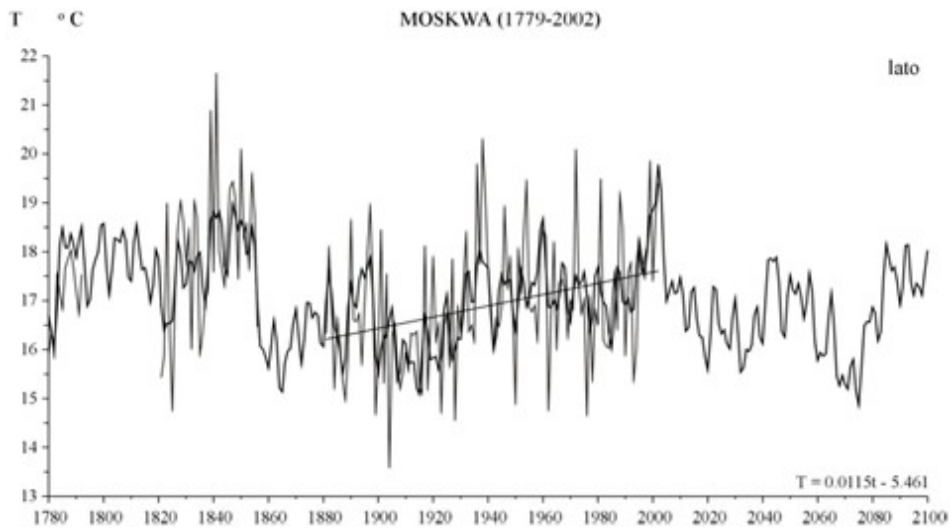


Rys. 8. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998 – prognoza wiatkach 1999-2100 – lato

Fig. 8. Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-1998 – forecasts in years 1999-2100 – summer



Rys. 9. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1779-2002 – prognoza wiatkach 2003-2100 – zima
Fig. 9. Changes of air temperature in Moscow in the 1779-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – winter



Rys. 10. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1779-2002 – prognoza wiatkach 2003-2100 – lato
Fig. 10. Changes of air temperature in Moscow in the 1779-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – summer.

3.18. Groźne zjawiska pogodowe w Polsce

Tom XVIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Groźne zjawiska pogodowe w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 217

Celem XVIII tomu Atlasu jest określenie okresowości i tendencji zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce w XVIII-XX wieku wraz z prognozą w XXI wieku. Interesujące są wykresy czasowych zmian: aktywności Słońca i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) z prognozami sięgającymi po rok 2100. Prognozy uzyskano na podstawie interferencji wyznaczonych metodą „sinusoid regresji” cykli liczb Wolfa i wskaźnika NAO. Wahania temperatury powietrza podczas zimy w Warszawie i Krakowie są silnie skorelowane.

Zasadniczym celem pracy jest określenie tendencji, okresowości i prawdopodobieństwa niektórych zjawisk pogodowych w latach 1966-2000. Dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego 35-lecia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Oprócz przebiegów czasowych, tendencji zmian (prostych regresji) i widm tych groźnych zjawisk pogodowych przedstawiono histogramy, odniesione do histogramów w rozkładzie normalnym. Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie dystrybuant empirycznych z dystrybuantami rozkładu teoretycznego (normalnego). Na ogół rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną są zbliżone do normalnego (gaussowskiego) rozkładu prawdopodobieństwa (dotyczy to głównie średnich rocznych wartości). Na podstawie zamieszczonych wykresów dystrybuant rozkładu normalnego (znając wartość średnią i odchylenie standardowe) można określić prawdopodobieństwo występowania tych zjawisk pogodowych powyżej przyjętych wartości progowych (w przedziale wartości standaryzowanych (-4, +4) – na osi poziomej).

Ekstremalne wartości elementów klimatu i zjawisk atmosferycznych w Polsce stanowią zagrożenie dla człowieka. Na przykład burze z wyładowaniami grożą pożarem i utratą życia, ulewne deszcze powodują lokalne powodzie, gradobicia towarzyszące burzom wyrządzają szkody w uprawach rolnych. Intensywne opady śniegu obciążają sieć energetyczną i telekomunikacyjną, a zawieje, zamiecie, zaspasy i gołoledź paraliżują ruch kołowy.

SPIS TREŚCI (18)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU	9
1.	Synchroniczność cykli temperatury powietrza, opadów, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca w Polsce	9
2.	Wpływ oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na klimat Warszawy i Krakowa	13
3.	Prognozy zmian klimatu Warszawy i Krakowa w XXI wieku	14
III.	OKRESOWE ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W 30-LECIU (1966-1995) I 210-LECIU (1779-1990)	19
1.	Cykl roczny temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1979	21
2.	Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1990	23

3.	Tendencja temperatury powietrza w 30-leciu 1966-1995 i 210-leciu 1779-1990	26
IV.	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE BURZ W POLSCE W LATACH 1951-990 i 1966-2000	31
1.	Tendencje zmian aktywności burzowej w Polsce	31
2.	Zmiany roczne liczby dni z burzą	38
3.	Zmiany cykliczne liczby dni z burzą (widma)	39
4.	Zależność dni z burzą od typów cyrkulacji atmosferycznej	46
5.	Prawdopodobieństwo występowania burz w Warszawie w Krakowie w latach 1966-2000	47
V.	MAKSYMALNE DOBOWE SUMY OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH I CZĘSTOŚĆ OPADÓW ≥ 10 mm W WARSZAWIE I KRAKOWIE W LATACH 1966-2000	59
VI.	LICZBA DNI Z POKRYWĄ ŚNIEŻNĄ W WARSZAWIE I KRAKOWIE W LATACH 1966-2000	167
VII	ZAKOŃCZENIE	195
	SUMMARY	197
	LITERATURA	199
	KALENDARZ WAŻNIEJSZYCH WYDARZEŃ W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO (2001-2004)	203

Ważniejsze wyniki badań

Z badań długich ciągów pomiarów wynika, że w Warszawie (1779-1998) i Krakowie (1826-1998) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat.

Widma i cykle temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, wskaźnika NAO i aktywności Słońca wyznaczono metodą „sinusoid regresji”:

$$y = a + b \sin \left(\frac{2\pi t}{\Theta} t + c \right)$$

zmieniając okres sinusoidy Θ co 0,1 roku w przedziale od 2,1 do n .

Interesujące są wykresy czasowych zmian: aktywności Słońca i wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku *NAO* wraz z prognozami sięgającymi po rok 2100. Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Nie bez znaczenia są prawie przystające proste regresji standaryzowanych wartości aktywności Słońca i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000.

W XVIII tomie *Atlasu* dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego 35-lecia 1966-2000. Dotyczą one groźnych zjawisk pogodowych: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną. Najpierw przedstawiono przebiegi czasowe badanych zjawisk w poszczególnych miesiącach i roku. Tendencje (A) zmian określają proste regresji i ich równania $y = A_0 + At$ oraz wartości współczynnika determinacji R^2 zamieszczone na odpowiednich rysunkach. Tendencje liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 są według testu t-Studenta nieistotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 (wartości R^2 są zbliżone do zera). Po prostu przebieg czasowy liczby dni z burzą lepiej opisuje równanie wielomianu 2-go stopnia: $y = 0,020719t^2 - 82,1217t + 81396,83$ – z minimum $y_{\min} = 22,6$ dni w roku 1982. Istotna jest tendencja rosnąca 4,1 dni/10 lat – w przedziale 1982-2000, gdyż równanie prostej $y = 0,4088 t - 787,71$ opisuje część paraboli od $y_{\min} = 22,6$ (w 1982 r.) do $y_{\max} = 29,4$ dni (w 2000 r.).

Interesujące są widma, charakteryzujące okresowość tych groźnych zjawisk pogodowych. Największą amplitudą cechują się cykle liczby dni z burzą o okresach 5,7- ($R = 0,43$) i 3,7-letni ($R = 0,49$):

$$y = 26,1 + 3,453 \cdot \sin(2\pi t/5,7 + 0,4498) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 28,3 + 2,941 \cdot \sin(2\pi t/3,7 - 3,062) \quad \text{Kraków}$$

Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie wyróżnia się taką samą okresowością 8,6-letnią ($R = 0,48$, $R = 0,48$):

$$y = 53,8 + 14,105 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,5555) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 61,7 + 13,034 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,4709) \quad \text{Kraków}$$

Okresowość liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm opisują równania sinusoid regresji ($R = 0,45$, $R = 0,50$):

$$y = 12,2 + 2,684 \cdot \sin(2\pi t/7,6 - 1,8624) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 17,2 + 3,178 \cdot \sin(2\pi t/10,2 + 2,5206) \quad \text{Kraków}$$

Prawdopodobieństwo występowania burz w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie histogramów i dystrybuant empirycznych liczby dni z burzą z gęstością prawdopodobieństwa $f(x)$ i dystrybuantą $F(x)$ rozkładu normalnego:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{1}{2} \frac{(x-m)^2}{\sigma^2}}$$

$$F(x_0) = \int_{-\infty}^{x_0} f(x) dx$$

gdzie: m , σ – to wartości średnia i odchylenie standardowe w populacji. Estymatorami parametrów m , σ są średnie arytmetyczne \bar{x} i odchylenie standardowe s – obliczone na podstawie $n = 35$ wyników obserwacji:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad , \quad s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad , \quad s^2 - \text{wariancja zmiennej } x.$$

W porównaniach histogramów i dystrybuant empirycznych z rozkładem teoretycznym (normalnym) przyjęto zmienną standaryzowaną $t = \frac{x-\bar{x}}{s}$ w przedziale $(-4, 4)$.

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}t^2}, \quad F(t) = \int_{-\infty}^{t_0} f(t) dt$$

Na przykład prawdopodobieństwo wystąpienia liczby dni z burzą powyżej x_0 :

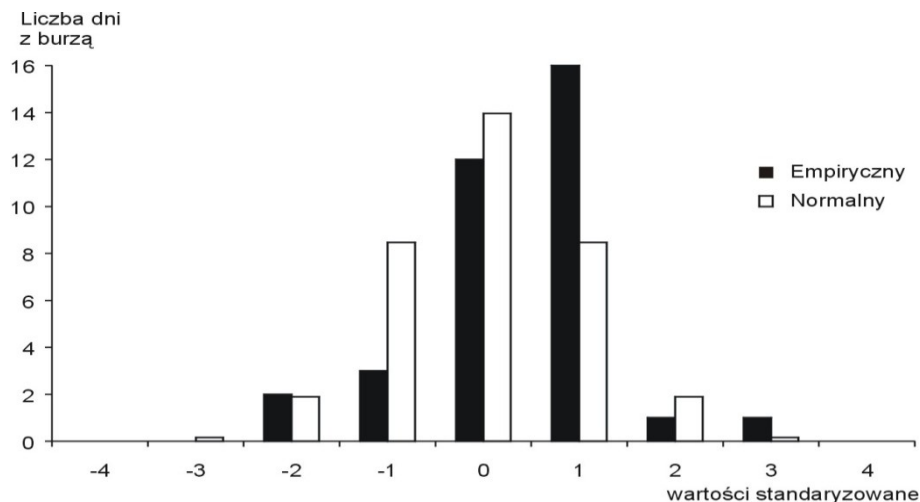
$$P(x > x_0) = P(t > t_0) \text{ jest równe } 1 - F(t_0), \text{ gdzie } t_0 = \frac{x_0 - \bar{x}}{s}.$$

Istotne znaczenie poznawcze i praktyczne ma porównanie empirycznych histogramów i dystrybucji z rozkładem teoretycznym (normalnym). Na ogół empiryczne rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną, dotyczące roku, są zbliżone do rozkładu normalnego (wg testu Kołmogorowa-Smirnowa na poziomie 0,05):

$$+Dn = \max |F_{emp} - F_{teor}|.$$

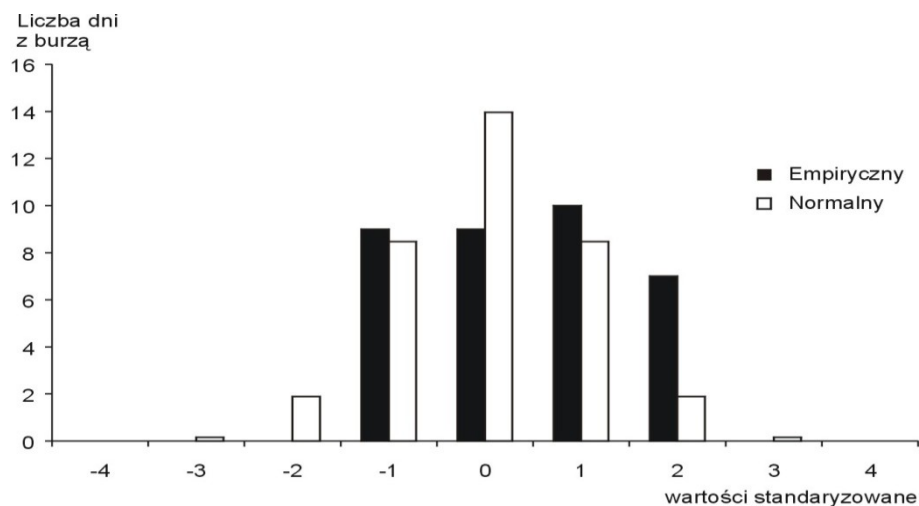
Upoważnia to do wyznaczania prawdopodobieństwa przekroczenia wartości progowych np. $\bar{x} + s$, $\bar{x} + 2s$, $\bar{x} + 3s$, które wynoszą 16,0 %, 2,3 %, 0,14 % (\bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe). W przypadku liczby dni z burzą w ciągu roku w Warszawie: $\bar{x} = 26,1$ dni, $s = 5,2$ dni

Z wykresów także wynika, że liczba dni z burzą w ciągu roku ma rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do rozkładu normalnego. Świadczą o tym zarówno histogramy (rys. 1-2), jak też wykresy dystrybucji (rys. 3-4).

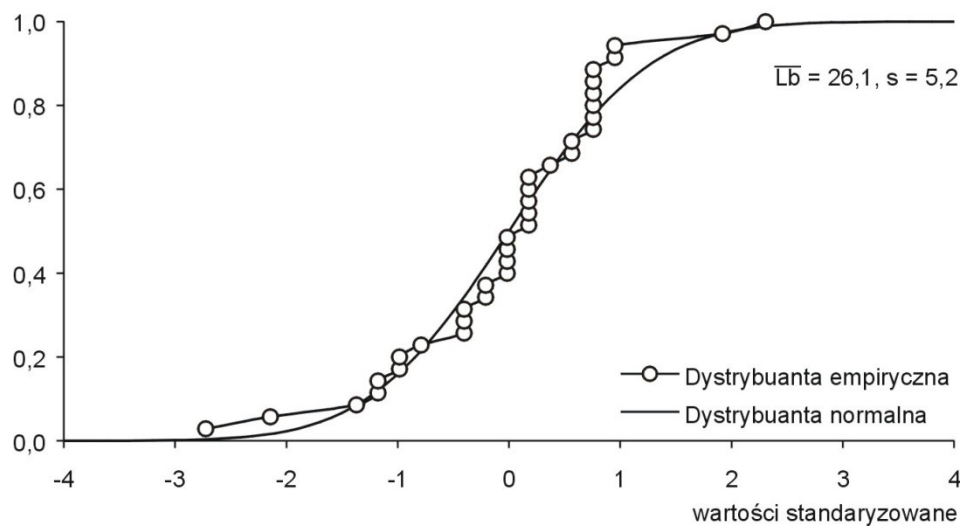


Rys. 1. Histogramy liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

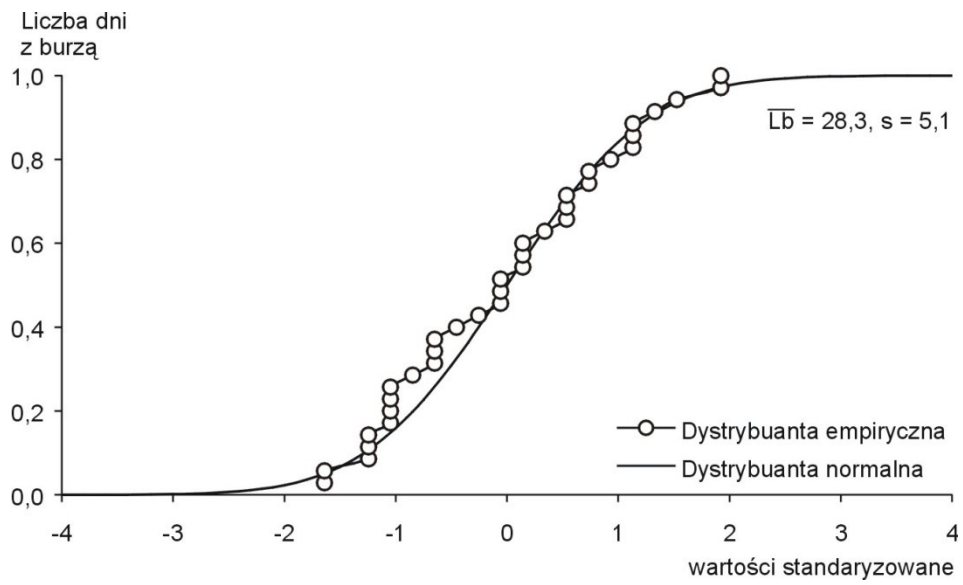
Fig. 1. The histograms of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 2. Histogramy liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 2. The histograms of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year



Rys. 3. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 3. Probability of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 4. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 4. Probability of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year

3.19. Cechy termiczne klimatu Europy

Tom XIX. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Pietras K., Bijak S., J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2005, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Cechy termiczne klimatu Europy** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 184

Treść XIX tomu Atlasu nawiązuje bezpośrednio do tomu XVII dotyczącego mroźnych i łagodnych zim oraz najcieplejszych i chłodnych okresów letnich w Polsce na tle Europy i do tomu VIII poświęconego cechom oceanicznym klimatu Europy ze szczególnym uwzględnieniem Polski (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni 1994, 2003).

Celem tego tomu Atlasu jest określenie zmian cech termicznych klimatu Europy w XVIII-XIX wieku z wyeksponowaniem ich przyczyn.

Najpierw uaktualniono cykliczność i tendencje zmian aktywności Słońca na podstawie danych z lat 1700-2002 a potem okresowość Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) w latach 1825-2000 (rozdz. II i III).

Oryginalną część pracy stanowi rozdział IV pt. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy*. Zawiera on wykresy widm i przebiegów wieloletnich temperatury powietrza wraz z prostymi regresji, w miesiącach zimowych (w styczniu) i letnich (w lipcu) w 40 miejscowościach europejskich. Widma temperatury powietrza wyznaczono metodą sinusoid regresji, a tendencje zmian określono równaniami prostych regresji. Szczególne znaczenie mają jednak prognozy temperatury powietrza do 2100 roku na podstawie interferencji silniejszych cykli zawartych w widmach. Prognozy wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy w XXI wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia (więcej mroźnych zim), które częściowo może być złagodzone przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany i miejskie wyspy ciepła). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli (obecnych w widmach temperatury powietrza) o dość dużych amplitudach (istotnych statystycznie) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku.

W tabelach zestawiono po 10 najmroźniejszych i najchłodniejszych styczniów i po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lipców w XVIII -XX wieku.

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniem dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od aktywności Słońca (stałej słonecznej) i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Najbardziej poznane (na podstawie danych instrumentalnych) jest ostatnie, największe ochłodzenie w Europie. Trzeba zauważyć, że wystąpiło ono podczas trzech najsłabszych, wydłużonych (12-13-letnich) cykli aktywności Słońca (1798-1833). Ochłodzenie to pojawiło się w czasie najsłabszego 13 letniego cyklu plam słonecznych (1811-1823), podczas absolutnego minimum wiekowego (od 1700 r.). To ostatnie globalne ochłodzenie klimatu (także w Europie) wystąpiło podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej, po największych wybuchach wulkanów: 1803 – Cotopaxi, 1815 – Tambora, 1835 – Cosequina.

Temperatura powietrza podczas zim w Europie w 1830 roku wynosiła: -10,4 Lwów, -10,3 Kraków, -10,3 Wrocław, -10,1 Kijów, -9,7 Warszawa, -9,7 Wilno, -6,7 Wiedeń, -6,6 Berlin, -6,1 Praga, -5,4 Bazylea, -5,0 Budapeszt, -4,5 Kopenhaga, -3,5 Genewa.

Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku było wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi oraz wzrostem efektu cieplarnianego atmosfery.

W Europie przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie zimy są cieplejsze o $1,1^{\circ}\text{C}/100$ lat, a lata chłodniejsze prawie o $0,1^{\circ}\text{C}/100$ lat. Jeszcze większy wzrost temperatury powietrza podczas zimy występuje w Krakowie – $1,5^{\circ}\text{C}/100$ lat i Moskwie – $1,6^{\circ}\text{C}/100$ lat. Średnia roczna temperatura powietrza wzrasta w Warszawie – o $0,6^{\circ}\text{C}$; Krakowie – o $0,8^{\circ}\text{C}$; Moskwie – o $0,7^{\circ}\text{C}$ na 100 lat.

Nie wiadomo jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych.

Do mroźnych okresów w drugiej połowie XX wieku można zaliczyć także zimą z 1963 r. – $-9,7$ Mińsk, $-9,5$ Warszawa, $-8,4$ Wrocław, $-8,4$ Lwów, $-7,8$ Oslo, $-6,9$ Praga, $-6,9$ Kraków, $-5,7$ Poczdam, $-5,7$ Innsbruck, $-3,6$ Zagrzeb.

Najłagodniejsze zimy wystąpiły w ostatniej dekadzie XX wieku: 1990 – Marsylia (9,7), Berlin (4,3), Poczdam (4,0), Wrocław (3,2), Odessa (2,9), Warszawa (2,3), Lwów (1,0), Kijów (0,9), Mińsk (0,0), 1998 – Wiedeń (3,6), Innsbruck (2,5), 2001 – Zagrzeb (5,2).

Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: w 1811 – Budapeszt (24,1), Wiedeń (22,4), Warszawa (21,4), Wilno (20,6), Monachium (18,9), w 1992 – Wiedeń (21,7), Kijów (21,4), Wrocław (20,3), Poczdam (20,1), Kraków (20,1), Mińsk (19,2), w 1999 – Ateny (28,9), Odessa (23,5), Kijów (21,5), Mińsk (20,0).

Na klimat Europy dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. O wpływie aktywności Słońca na cyrkulację atmosfery (na dystrybucję ciepła na Ziemi) świadczą analogiczne cykle cyrkulacji atmosfery i liczb Wolfa, a także temperatury powietrza.

Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3 letnią, a temperatura powietrza w Europie cechuje się okresowością 8, 11, 100 i 180-letnią.

Temperatura powietrza podczas zim w Warszawie i wskaźnik *NAO* cechuje analogiczna cykliczność z dominującym okresem 7, 8-letnim. Podobieństwo tych cykli świadczy, iż zimy w Warszawie są kształtowane przez okresowe wahania Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* (cyrkulacji strefowej). Oto zimowe okresy około 8-letnie temperatury powietrza na innych stacjach w Europie i ich amplitudy: Kraków – 8,3 ($1,87^{\circ}\text{C}$), Wrocław – 8,3 ($1,53^{\circ}\text{C}$), Lwów – 8,3 ($1,30^{\circ}\text{C}$), Praga – 8,3 ($1,06^{\circ}\text{C}$), Berlin – 7,7 ($1,54^{\circ}\text{C}$), Genewa – 7,7 ($0,62^{\circ}\text{C}$), Wiedeń – 8,3 ($0,87^{\circ}\text{C}$), Rzym – 7,9 ($0,30^{\circ}\text{C}$), Sztokholm – 7,8 ($1,33^{\circ}\text{C}$), Kopenhaga – 7,8 ($1,24^{\circ}\text{C}$), Moskwa – 7,9 ($0,76^{\circ}\text{C}$).

W lecie okresowość jest zbliżona, amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102 i 187 – letnie aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecnie w widmach temperatury powietrza. Oto zimowe cykle około 100-letnie temperatury powietrza w Europie: Warszawa – 113,4; Kraków – 90,0; Wrocław – 123,3; Lwów – 108,8; Praga – 116,3; Wiedeń – 89,8; Bazylea – 85,5; Kopenhaga – 80,5; Sztokholm – 86,3; Uppsala – 102,7.

W pracy (rozdział V) określono też najważniejsze cechy termiczne klimatu Europy, wynikające z jej położenia w umiarkowanych szerokościach geograficznych – w sąsiedztwie Oceanu Atlantyckiego i strefowego ukształtowania jej powierzchni.

W tym celu, pole temperatury powietrza w Europie w obszarze: $15^{\circ}\text{N} < \varphi < 85^{\circ}\text{N}$, $15^{\circ}\text{W} < \lambda < 180^{\circ}\text{E}$ opisano empirycznymi modelami – wielomianami regresji $T(\varphi, \lambda, H)$ względem współrzędnych położenia (φ i λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). Symulują one zarówno zmienność strefową temperatury powietrza (uwarunkowaną dopływem promieniowania słonecznego) jak też oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego oraz wpływ wysokości nad poziomem morza.

Dobrym narzędziem badań ogólnych cech termicznych klimatu tego obszaru okazały się wielomiany pierwszego stopnia.

Zmiany południkowe temperatury powietrza spełniają zasadę strefowości klimatu w ciągu całego roku. Średni gradient południkowy na badanym obszarze wynosi $-0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$. To znaczy, że temperatura powietrza spada ze wzrostem szerokości geograficznej – średnio o $0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$.

Gradient równoleżnikowy temperatury powietrza charakteryzuje zmienność z zachodu na wschód – wzrost w $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$. Natomiast gradient hipsometryczny temperatury powietrza opisuje jej spadek o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ m ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

Cechy oceaniczne i kontynentalne klimatu Europy dobrze charakteryzuje profil równoleżnikowy amplitudy rocznej i jej gradient. Te średnie gradienty temperatury powietrza – określone wielomianami pierwszego stopnia nie różnią się od znanych w literaturze. Gradient hipsometryczny – $0,6^{\circ}\text{C}/100$ m jest zbliżony do gradientu wilgotnoadiabatyicznego w swobodnej atmosferze.

Na końcu zamieszczono mapy izoterm średnich wartości temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach, porach roku i roku w latach 1961-1990.

Ciągi chronologiczne średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w niektórych miejscowościach europejskich w XVIII-XX wieku zaczerpnięto z internetu: http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station_data/.

SPIS TREŚCI (19)

I. WPROWADZENIE	7
II OKRESOWE ZMIANY AKTYWNOŚCI SŁOŃCA W LATACH 1700-2002	11
1. Daty minimów i maksimów plam słonecznych w cyklu 11-letnim	11
2. Okresy aktywności Słońca wyznaczone metodą "sinusoid regresji.	14
3. Okresy wiekowe i dwuwiekowe aktywności Słońca	15
III OKRESOWE ZMIANY OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ (NAO) W LATACH 1825-2000	21
1. Okresowe zmiany Oscylacji Północnoatlantycznej	23
2. Tendencje zmian Oscylacji Północnoatlantycznej	25
IV. OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY W OSTATNICH STULECIACH	29
1. Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie	30
2. Mroźne i łagodne zimy oraz ciepłe i chłodne lata	34
3. Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XXI wieku	35
V. CECHY OCEANICZNE I KONTYNENTALNE KLIMATU EUROPY	131
1. Profile temperatury powietrza (południkowy, równoleżnikowy i hipsometryczny)	131
2. Gradienty horyzontalne w $^{\circ}\text{C}/100$ km	137
VI ZAKOŃCZENIE.	175
SUMMARY	179
LITERATURA	181

Mroźne i łagodne zimy (I) oraz ciepłe i chłodne lata (VII)

Najniższa temperatura powietrza w Polsce występuje przeważnie w styczniu. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1998, najmroźniejsze były styczenie: 1823 – $-14,3^{\circ}\text{C}$, 1838 – $-13,7$, 1848 – $-13,2$, 1893 – $-13,2$, 1963 – $-13,0$, 1987 – $-13,0$. Wyjątkowo mroźny w Warszawie był luty w latach: 1929 – $-14,1^{\circ}\text{C}$, 1956 – $-12,4$, 1855 – $-11,6$, 1870 – $-11,5$, 1799 – $-10,5$, 1845 – $-10,5$, 1986 – 1954 – $-10,0$, 1963 – $-9,9$. Najmroźniejszy był grudzień w latach 1788 ($-15,0^{\circ}\text{C}$), 1829 ($-12,4$), 1812 ($-11,1$), 1969 ($-9,6$).

Najcieplejszymi miesiącami zimowymi były: styczeń w roku 1983 (3,2 °C), luty – w 1990 (4,6), grudzień 1971 (2,9). W Krakowie w latach 1827-1997 najmroźniejsze były stycznie: 1848 (-12,4), 1830 (-11,4), 1838 (-11,4 °C), a we Wrocławiu: 1803 (-11,9), 1826 (-11,8), 1830 (-11,6 °C) Natomiast najcieplejszymi miesiącami letnimi w Warszawie były: lipiec – 1834 (22,4), 1811 (22,3), 1826 (22,1), 1917 (20,3), 1964 (20,0), 1979 (19,6), sierpień – 1811 (22,3), 1994 (22,0), 2002 (21,1), 1959 (21,5), sierpień – 1807 (23,6), 1951 (20,7), 2002 (20,7). Po najchłodniejszym czerwcu w roku 1810 (12,6 °C) wystąpił w następnym roku 1811 najcieplejszy lipiec (22,3 °C). Do najcieplejszych lipców w Krakowie należą: 1834 (22,6), 1932 (21,3), 1983 (21,1 °C), a we Wrocławiu – 1834 (22,5), 1994 (22,3), 1983 (21,8 °C).

Najmroźniejsze i najłagodniejsze styczenie oraz najcieplejsze i najchłodniejsze lipce zestawiono w tab. 10-18. Najniższą temperaturę -41,0 °C w Polsce zanotowano dotychczas 11 stycznia 1940 r. w Siedlcach (Kuziemska 1983). Spadek temperatury do -40,6 °C wystąpił wcześniej 10 lutego 1929 r. w Żywcu.

Najwyższą zaś temperaturę 40,2° C zmierzono 29 lipca 1921 r. w Prószkowie (koło Poznania), a samym Poznaniu – 38,7 °C. W Warszawie było najcieplej w czerwcu 1811 (22,2°C) i później w latach 1964 (20,0), 1979 (19,6). Do najcieplejszych lipców w Warszawie można zaliczyć 1864 (22,4 °C), 1811 (22,3), 1959 (21,5), 1963 (20,9) , 2002 (21,1), 2001 (20,7). W sierpniu najcieplej było w latach: 1807 (23,6 °C), 1992 (21,5), 1951 (20,7), 2002 (20,7). Do najcieplejszych sezonów letnich należą: 1811 (21,4), 1992 (20,0), 2002 (19,8), a do najchłodniejszych: 1821 (14,6), 1923 (15,6), 1980 (16,1)

Skrajne wartości temperatury powietrza występują przy układach wyżowych. Najmroźniejsze dni występują przy napływie powietrza kontynentalnego ze wschodu i północo-wschodu, przy adwekcji chłodnego powietrza pochodzenia arktycznego, podczas bezchmurnej pogody w nocy (sinym wypromieniowaniu ciepła z podłoża). Najcieplejsze dni w lecie są zwykle spowodowane adwekcją gorącego powietrza zwrotnikowego z południa i południo-zachodu lub napływem powietrza pochodzenia kontynentalnego z południo-wschodu i wschodu. W zimie przy napływie powietrza polarnomorskiego z Atlantyku mogą występować dni o dość wysokiej temperaturze – np. 4 stycznia 1925 r. w Zakopanem (+17,7 °C) i Krakowie (+16,3 °C).

Mroźne styczenie i gorące lipce w Anglii Środkowej (1660-1973), Paryżu (1757-1995), Berlinie (1769-1990) , Warszawie (1779-1998) i Moskwie (1779-2002) przedstawiono w tab. 1-5.

Mroźne styczenie i upalne lipce w Europie (tab. 1-5)

Tabela 1. Mroźne styczenie i gorące lipce w Anglii Środkowej (1660-1973)
Table 1. The frosty Januarys and hot Julys in England (1660-1973)

STYCZEŃ				LIPIEC			
chłodny		ciepły		ciepły		chłodny	
1795	-3,1	1916	7,5	1783	18,8	1816	13,4
1684	-3,0	1796	7,3	1852	18,7	1695	13,5
1814	-2,9	1921	7,3	1921	18,5	1802	13,5
1740	-2,8	1834	7,1	1757	18,4	1879	13,6
1855	-2,4	1733	6,9	1808	18,4	1888	13,7
1963	-2,1	1898	6,6	1701	18,3	1922	13,7
1716	-2,0	1686	6,5	1733	18,3	1725	13,8
1776	-1,6	1884	6,5	1859	18,3	1840	13,8
1709	-1,5	1736	6,4	1868	18,3	1841	13,8
1838	-1,5	1875	6,4	1759	18,2	1919	13,9

Tabela 2. Mroźne styczenie i gorące lipce w Paryżu (1757-1995)**Table 2.** The frosty Januarys and hot Julys in Paris (1757-1995)

STYCZEŃ				LIPIEC			
chłodny		ciepły		ciepły		chłodny	
1795	-6,3	1796	7,8	1757	24,6	1919	15,2
1838	-4,6	1975	7,4	1762	23,3	1795	15,5
1776	-3,9	1974	7,2	1794	22,6	1816	15,6
1963	-2,6	1834	7,1	1994	22,1	1879	15,6
1830	-2,5	1988	7,1	1859	22,0	1888	15,7
1763	-2,4	1916	7,0	1983	21,9	1909	15,7
1940	-2,4	1921	7,0	1807	21,8	1860	15,8
1799	-2,1	1993	6,9	1921	21,7	1841	16,1
1829	-2,1	1948	6,8	1976	21,7	1965	16,1
1985	-2,1	1764	6,7	1995	21,7	1913	16,3

Tabela 3. Mroźne styczenie i gorące lipce w Berlinie (1769-1990)**Table 3.** The frosty Januarys and hot Julys in Berlin (1769-1990)

STYCZEŃ				LIPIEC			
chłodny		ciepły		ciepły		chłodny	
1823	-11,9	1796	6,5	1834	23,6	1979	15,1
1838	-10,2	1921	5,0	1826	22,5	1954	15,4
1776	-9,8	1975	5,0	1794	22,2	1815	15,5
1940	-9,6	1983	4,8	1778	21,8	1962	15,5
1848	-9,5	1866	4,3	1865	21,8	1898	15,6
1803	-8,7	1873	4,1	1783	21,6	1832	15,7
1795	-8,3	1902	4,1	1874	21,4	1965	15,8
1830	-7,4	1916	4,1	1983	21,4	1974	15,8
1893	-7,4	1944	4,0	1803	21,3	1844	15,9
1963	-7,3	1990	3,9	1859	21,3	1984	16,2

Tabela 4. Mroźne styczenie i gorące lipce w Warszawie (1779-1998)**Table 4.** The frosty Januarys and hot Julys in Warsaw (1779-1998)

STYCZEŃ				LIPIEC			
chłodny		ciepły		ciepły		chłodny	
1838	-13,5	1796	3,5	1811	22,4	1923	13,0
1803	-13,2	1983	3,4	2002	21,1	1865	13,6
1823	-13,0	1975	2,7	2001	20,7	1918	14,1
1848	-13,0	1921	2,6	1866	20,6	1810	14,2
1940	-12,1	1994	2,3	1875	20,6	1899	14,4
1893	-12,0	1989	2,2	1999	20,6	1806	14,5
1987	-12,0	1936	2,0	1917	20,5	1821	14,5
1850	-11,7	1990	1,9	1979	20,5	1925	14,6
1963	-11,6	1944	1,5	1964	20,4	1928	14,6
1942	-10,9	1916	1,4	1783	20,0	1984	15,0

Tabela 5. Mroźne stycznie i gorące lipce w Moskwie (1779-2002)
Table 5. The frosty Januarys and hot Julys in Moscow (1779-2002)

STYCZEŃ				LIPIEC			
chłodny		ciepły		ciepły		chłodny	
1893	-21,7	1932	-4,1	1904	14,5	1999	21,7
1942	-20,3	1983	-4,1	1912	14,6	1972	21,9
1940	-19,5	1949	-3,9	1935	15,1	1846	22,0
1783	-19,1	1975	-3,9	1956	15,2	1885	22,0
1848	-18,3	1925	-3,8	1911	15,4	2002	22,6
1950	-18,1	1944	-3,8	1921	15,6	1936	22,7
1891	-17,7	1971	-3,7	1968	15,7	1841	22,8
1850	-17,6	1994	-3,4	1923	15,8	1839	22,9
1987	-17,6	1882	-3,1	1950	15,8	2001	23,0
1838	-17,2	1989	-2,2	1783	16,0	1938	23,3

Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XXI wieku. Prognozy po rok 2100

Zmiany temperatury powietrza w XVIII-XXI w 9 miejscowościach Europy (wybranych spośród 40), z prognozą po rok 2100 przedstawiają wykresy: rys. 1a-9a (styczeń), rys. 1b-9b (lipiec). Są to wypadkowe z nakładania się (interferencji) cykli temperatury powietrza, wykrytych w ciągach chronologicznych wyników pomiarów.

W przedziale obserwacji są to wartości obliczone na podstawie superpozycji cykli tj. funkcji $T=f(t)$, a poza przedziałem pomiarów – wartości prognozowane $T=F(t)$ i z uwzględnieniem składnika liniowego at . Na wykresach tych przedstawiono również zmierzone wartości temperatury powietrza T_i

Tendencje temperatury powietrza w Europie określone według równań prostych regresji $T = A_0 + At$ (współczynniki kierunkowe A w °C/100 lat) podano w tab.6. Charakteryzują one średnie przyrosty temperatury powietrza na 100 lat w odpowiednich przedziałach czasowych. Na ogół tendencje temperatury powietrza w miastach europejskich w zimie są rosnące ($A > 0$), a w lecie malejące ($A < 0$).

Tabela 6. Tendencje zmian temperatury powietrza w niektórych miastach Europy (°C/100 lat)

Miejscowość	Okres	Styczeń	Zima	Lipiec	Lato	Rok
Warszawa	1779-1998	1,36	1,12	0,15	-0,06	0,58
Kraków	1827-1997	1,71	1,48	0,33	0,31	0,82
Wrocław	1792-2002	1,10	0,69	0,34	0,25	0,52
Lwów	1824-2002	0,53	0,53	0,20	-0,22	0,20
Praga	1771-1990	0,04	0,25	-1,13	-0,25	-0,025
Berlin	1769-1990	1,12	0,32	0,33	-0,39	0,13
Genewa	1769-1980	1,23	0,51	0,08	-0,40	0,51
Wiedeń	1775-2002	0,84	0,69	0,02	-0,08	0,27
Rzym	1811-1989	0,36	0,04	0,08	-0,10	0,09
Sztokholm	1756-1994	1,12	0,86	0,11	-0,08	0,46
Kopenhaga	1768-1991	1,13	0,94	0,01	0,05	0,55
Moskwa	1881-2002	3,54	1,65	0,92	-0,15	0,68

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1998 zimy są coraz cieplejsze – o 1,1°C na 100lat, a lata chłodniejsze prawie o 0,1°C. Jeszcze większy wzrost temperatury powietrza podczas

zimy występuje w Krakowie – 1,5 °C/100lat i Moskwie – 1,6 °C/100lat. Średnia roczna temperatura powietrza wzrasta w: Warszawie – o 0,6, Krakowie – o 0,8, Moskwie – o 0,7 °C na 100 lat.

Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych.

Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na ziemi.

Nie wiadomo jednak jaki w tym jest udział zmian aktywności Słońca (stałej słonecznej), pyłów wulkanicznych ograniczających dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi i antropogenicznego efektu cieplarnianego atmosfery.

Wraz z postępującym ociepleniem klimatu podnosi się poziom mórz i oceanów. Rekonstrukcje dawnych linii brzegowych wskazują, iż poziom mórz i oceanów podczas ocieplenia klimatu jest znacznie wyższy niż w czasie ochłodzenia (złodowacenia Ziemi). W czasie ostatniej fazy złodowacenia würm 18 000 lat temu poziom Atlantyku obniżył się około 135m wraz z przyrostem pokrywy lodowej (Lamb, 1972-1977).

Ekwiwalentem obecnej pokrywy lodowej jest różnica poziomu oceanów 59,1-83,3 m. A więc obecna pokrywa lodowa na Ziemi (lody Arktyki, Antarktydy i lodowce górskie) stanowi 43,8-61,7% masy lodu sprzed 18 000 lat. Średnie tempo wzrostu poziomu oceanów w ciągu tych 18 000 lat wynosi zatem 75 cm/100 lat.

Wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza obserwuje się podnoszenie się poziomu oceanów – średnio o 10-25 cm w ostatnim stuleciu.

Poziom Morza Bałtyckiego wg stanów wody w Świnoujściu w latach 1811-1990 podnosi się średnio o 4,5 cm/100 lat.

W podnoszenie się poziomu mórz i oceanów w XIX-XX wieku ma też udział (oprócz topnienia pokrywy lodowej) rozszerzalność objętościowa wody. Objętość wód oceanów (bez mórz) obecnie wynosi 1370,4 mln km³, a średnia głębokość 3704 m. Przykładowo, wzrostowi temperatury wody o 1°C (od 4 do 5°C) odpowiada przyrost poziomu oceanów o 18 cm.

W prognozach zmian klimatu przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych: aktywności Słońca, (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego. Najdłuższe okresy około 100- i 200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury (¹⁸O/¹⁶O) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980 – prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1998). Średnia roczna temperatura 6,6°C w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1996.

Najmroźniejsze zimy w Warszawie, o średniej temperaturze –4 – -7°C wystąpią prawdopodobnie w połowie tego stulecia – około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku.

Najmroźniejsze zimy w Warszawie (około –4°C) wystąpią około roku 2050. Będą one nieco łagodniejsze niż na początku XIX wieku, ze względu na coraz większy udział czynników antropogenicznych. Natomiast lata chłodniejsze (około 17,5-18,0 °C) wystąpią wcześniej, w drugiej dekadzie XXI wieku.

Interferencja cykli (rys. 1-10, tab. 7-16)

Rekonstrukcje i prognozy temperatury powietrza (rys. 1a-9b) otrzymano według interferencji cykli o parametrach Θ_j , b_j , c_j (tab. 20a-28b), $f(t)$ – ze składnikiem liniowym at , $F(t)$ – bez składnika ($at=0$):

$$T = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

Miarami dokładności aproksymacji są współczynnik determinacji R^2 (korelacji wielokrotnej R)

$$R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}$$

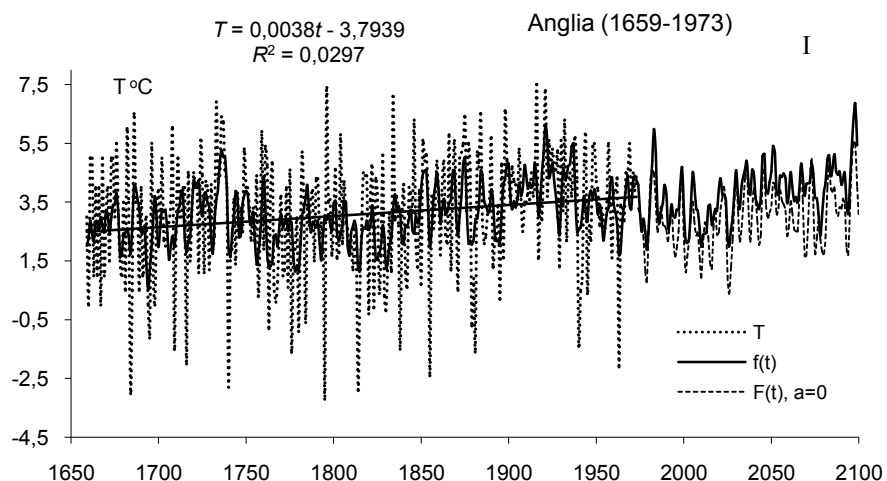
i całkowity błąd kwadratowy

$$CBK = \frac{\varepsilon}{\bar{y}\sqrt{n}},$$

oraz specjalny współczynnik korelacji RS :

$$RS = \left(2 \sum_{i=1}^n y_i y_i' - \sum_{i=1}^n y_i^2 \right)^{0,5} \left(\sum_{i=1}^n y_i^2 \right)^{-0,5}$$

gdzie ε^2 – wariancja resztkowa $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$, s^2 – wariancja temperatury T , \bar{y} – średnia arytmetyczna, y_i – wartości zmierzone, y_i' – wartości obliczone z funkcji trendu czasowego $y_i' = f(t_i)$.



Rys. 1. Zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1673 – prognoza w latach 1974-2100 – styczeń

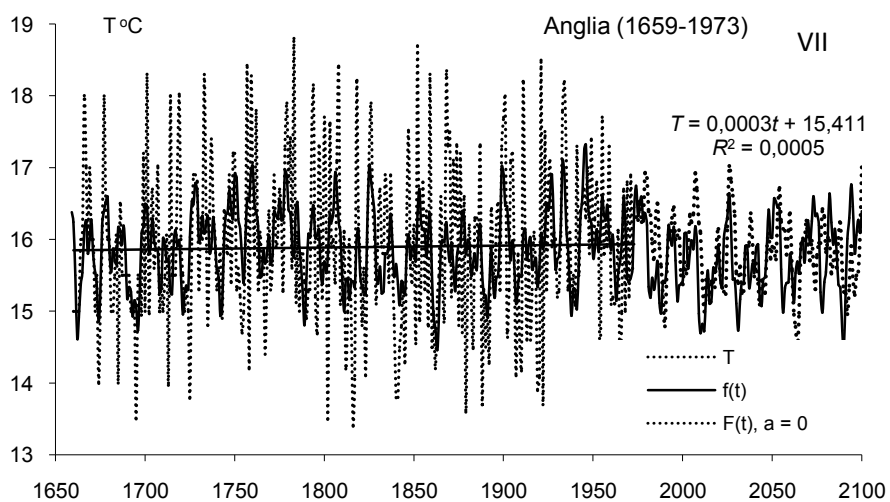
Fig. 1. Changes of air temperature in England in the 1659-1973 years – forecasts in years 1974-2100 – January

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
-4,58013	0,004174	3,093913	0,476604	3,205823	0,878543

Tabela 7. Cykle temperatury powietrza w Środkowej Anglii – Styczeń

Table 7. The cycles of air temperature in Central England (1659-1973) – January

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
3,1	0,310	2,615836	3,956	0,109	1,864
5,2	0,358	-0,803398	3,941	0,125	2,464
5,7	0,342	2,455243	3,947	0,119	2,224
7,7	0,461	-1,439501	3,917	0,147	3,435
8,2	0,316	-2,876947	3,968	0,094	1,386
11,7	0,312	-0,767956	3,922	0,142	3,232
12,4	0,488	1,461661	3,867	0,184	5,497
16,6	0,399	-2,301866	3,922	0,142	3,232
62,4	0,430	2,978659	3,931	0,134	2,868
95,1	0,113	-0,218594	3,971	0,090	1,267
191,1	0,516	1,692092	3,894	0,165	4,377



Rys. 2. Zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1673 – prognoza w latach 1974-2100 – lipiec

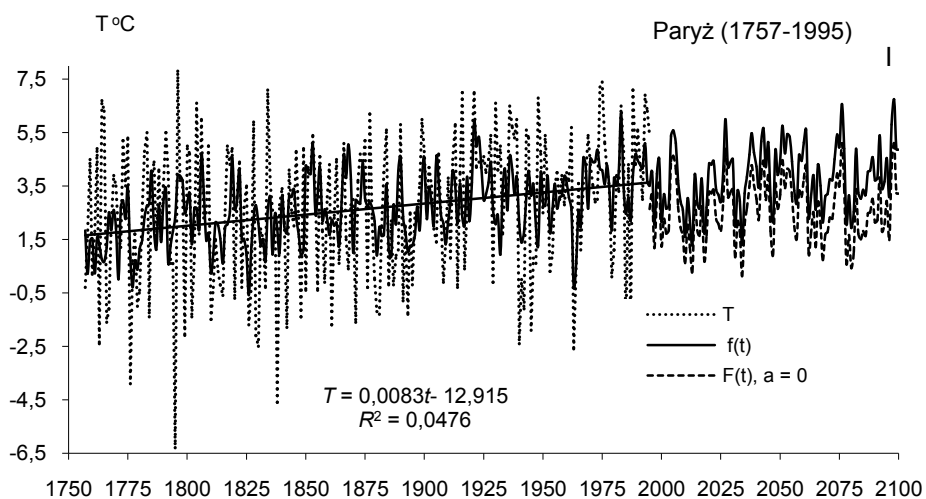
Fig. 2. Changes of air temperature in England in the 1659-1973 years – forecasts in years 1974-2100 – July

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
16,83203	-0,00052	0,967656	0,46563	0,348745	0,998092

Tabela 8. Cykle temperatury powietrza w Środkowej Anglii – Lipiec

Table 8. The cycles of air temperature in Central England (1659-1973) – July

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
3,1	0,2280	-2,406970	1,210	0,144	3,258
5,7	0,1823	0,494579	1,217	0,122	2,358
6,7	0,1889	-1,681479	1,216	0,126	2,486
8,3	0,1550	1,193557	1,222	0,105	1,718
9,9	0,2061	-1,652875	1,207	0,152	3,645
10,7	0,1977	-2,623007	1,214	0,132	2,743
11,1	0,1289	-0,930431	1,222	0,105	1,718
11,6	0,2005	-3,024588	1,210	0,144	3,258
15,3	0,2804	0,572166	1,200	0,170	4,553
24,6	0,3371	-0,297650	1,185	0,202	6,515
99,1	0,0987	-2,946316	1,231	0,061	0,574
169,6	0,2063	-1,141954	1,215	0,129	2,614



Rys. 3. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 – prognoza w latach 1996-2100 – styczeń

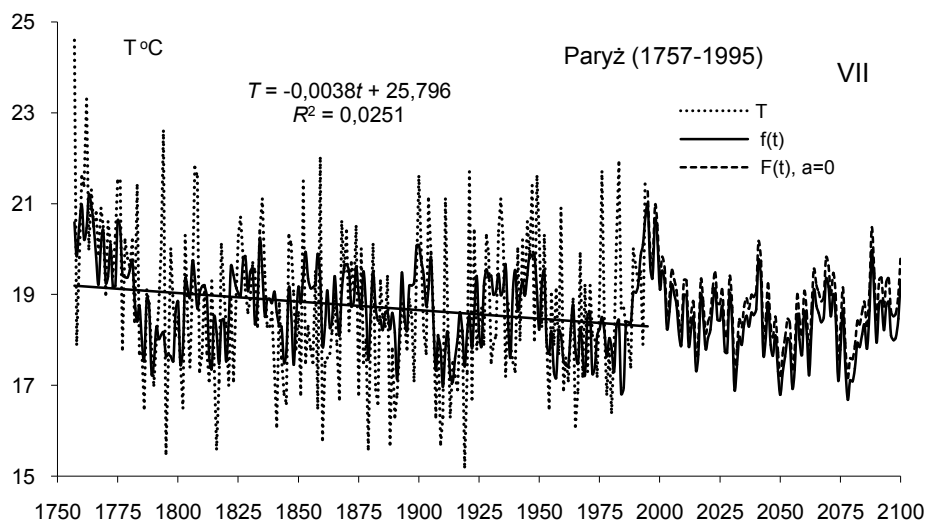
Fig. 3. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years– forecasts in years 1996-2100 – January

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
-11,127295	0,007343	5,240796	0,481746	5,61126	0,787866

Tabela 9. Cycle temperatury powietrza w Paryżu (1757-1995) – Styczeń

Table 9. The cycles of air temperature in Paris (1757-1995) – January

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,6	0,6149	-2,670827	6,649	0,160	3,104
3,1	0,5867	-2,898727	6,651	0,160	3,068
5,5	0,5790	-1,642608	6,658	0,156	2,941
7,7	0,6855	-1,439858	6,624	0,171	3,559
11,6	0,6189	2,575313	6,654	0,158	3,014
17,0	0,5544	1,440598	6,658	0,156	2,941
25,3	0,3431	1,390991	6,767	0,092	1,001
62,4	0,5019	2,840708	6,627	0,170	3,505



Rys. 4. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 – prognoza w latach 1996-2100 – lipiec

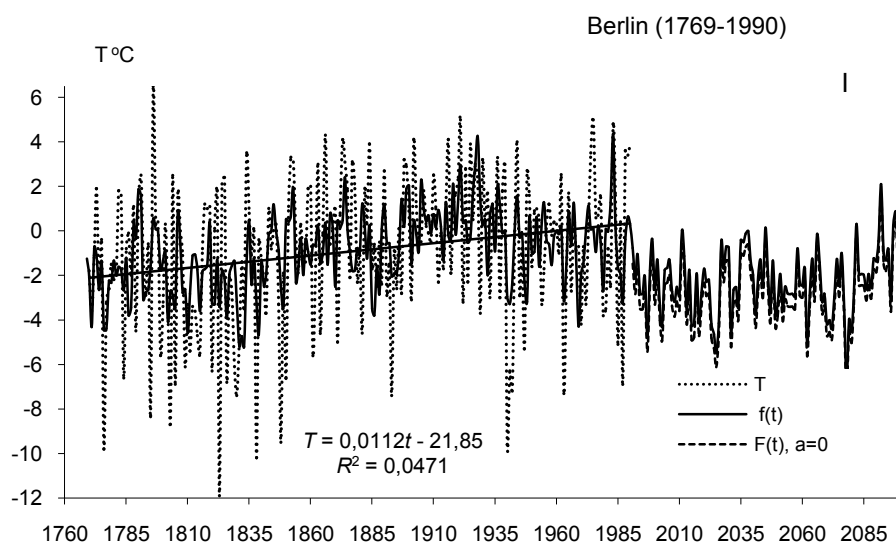
Fig. 4. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years – forecasts in years 1996-2100 – July

	a	ε^2	R	CBK	RS
22,932123	-0,002249	1,864492	0,546522	0,472254	0,997362

Tabela 10. Cycle temperatury powietrza w Paryżu (1757-1995) – Lipiec

Table 10. The cycles of air temperature in Paris (1757-1995) – July

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
3,1	0,3937	-2,213085	2,583	0,169	3,438
3,9	0,3975	-0,692474	2,575	0,177	3,813
5,9	0,3827	2,108777	2,58	0,172	3,578
15,5	0,3243	-2,393879	2,586	0,165	3,297
23,7	0,4808	0,338216	2,537	0,214	5,631
33,1	0,3249	-0,876394	2,599	0,150	2,693
44,7	0,2977	-1,784259	2,578	0,174	3,672
57,7	0,4419	-2,380489	2,487	0,254	8,106
81,8	0,3131	-2,180408	2,542	0,209	5,388
119,3	0,1677	-3,021113	2,627	0,109	1,412



Rys. 5. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza w latach 1991-2100 – styczeń

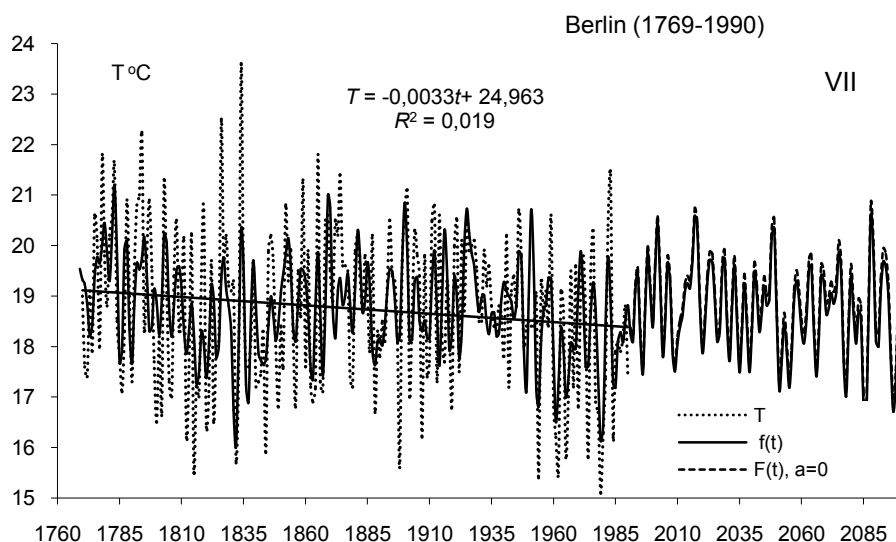
Fig. 5. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years – forecasts in years 1991-2100 – January

	a	ε^2	R	CBK	RS
2,879949	-0,002039	7,70152	0,530667	-21,226372	0,574235

Tabela 11. Cykle temperatury powietrza w Berlinie (1769-1990) – Styczeń

Table 11. The cycles of air temperature in Berlin (1769-1990) – January

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,6	0,9089	-2,588848	10,307	0,196	4,393
3,1	0,6887	-2,900627	10,475	0,151	2,566
5,5	0,6285	-1,762901	10,442	0,161	2,920
5,7	0,4887	1,833019	10,521	0,136	2,076
7,7	0,9713	-1,207550	10,198	0,221	5,610
9,2	0,8398	-1,448807	10,352	0,185	3,898
27,2	0,6194	2,264504	10,506	0,141	2,235
61,2	0,7117	-0,693161	10,505	0,142	2,246
236,9	1,3168	0,839246	10,047	0,251	7,340



Rys. 6. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza w latach 1991-2100 – lipiec

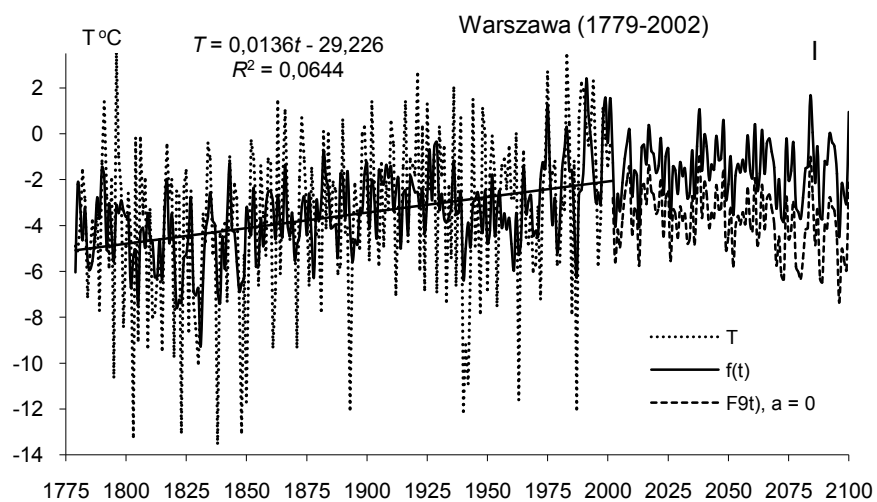
Fig. 6. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years – forecasts in years 1991-2100 – July

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
21,36153	-0,00137	1,445729	0,61606	0,430476	0,997955

Tabela 12. Cykle temperatury powietrza w Berlinie (1769-1990) – Lipiec

Table 12. The cycles of air temperature in Berlin(1769-1990) – July

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
3,9	0,4939	-0,36729	2,215	0,222	5,688
4,3	0,4067	-2,54743	2,251	0,184	3,846
5,1	0,4952	-2,24192	2,210	0,227	5,948
5,9	0,4335	2,17231	2,237	0,200	4,555
6,2	0,3024	-2,73763	2,267	0,165	3,046
6,5	0,2948	0,57782	2,265	0,167	3,145
8,2	0,2861	2,64915	2,286	0,138	2,110
11,1	0,2622	-1,72864	2,293	0,126	1,770
14,8	0,3753	0,07424	2,261	0,172	3,344
24,1	0,3474	2,47786	2,262	0,171	3,294
73,5	0,2935	-0,53600	2,247	0,189	4,047
136,1	0,3398	1,74736	2,230	0,207	4,913



Rys. 7. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – styczeń

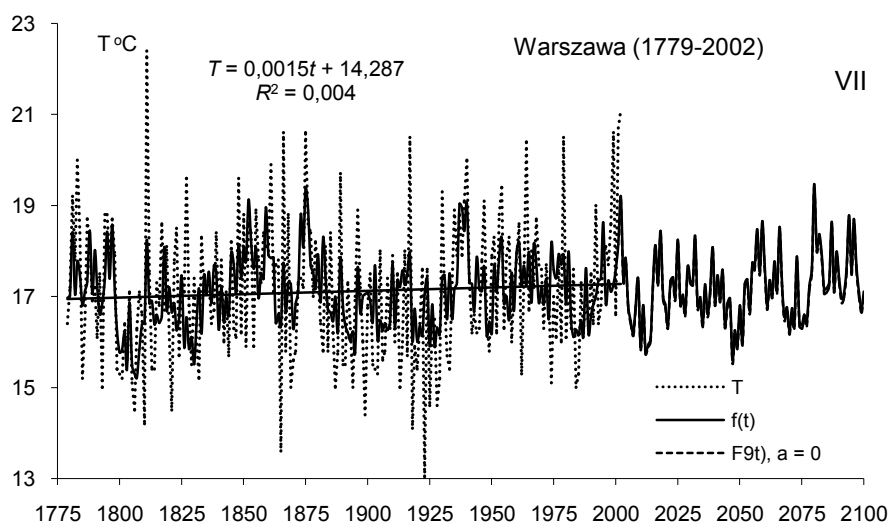
Fig. 7. Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – January

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
-30,0974	0,014021	8,634214	0,528103	-5,51379	0.806077

Tabela 13. Cykle temperatury powietrza w Warszawie(1779-2002) – Styczeń

Table 13. The cycles of air temperature in Warsaw (1779-2002) –January

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,6	0,9280	-2,841762	11,525	0,194	4,301
3,3	0,7682	-1,586373	11,659	0,162	2,981
7,8	0,7486	-0,225644	11,667	0,160	2,903
8,3	0,6442	2,011431	11,676	0,158	2,816
8,7	0,4123	2,759583	11,736	0,141	2,237
9,2	0,9003	-1,583294	11,385	0,222	5,712
22,5	0,6046	-2,898428	11,737	0,141	2,227
66,5	0,4700	2,090980	11,74	0,140	2,198
116,9	0,7507	0,134445	11,569	0,184	3,864



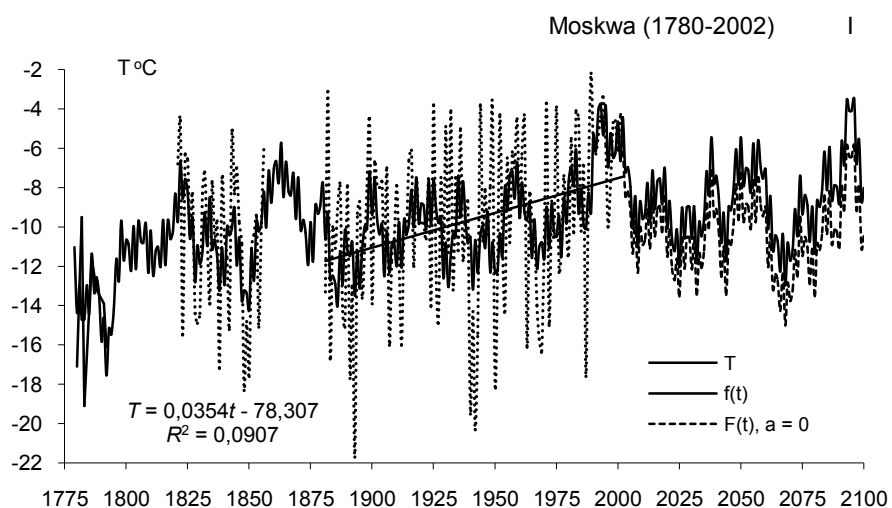
Rys. 8. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – lipiec

Fig. 8 Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – July

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
16,240383	0,00046	1,647304	0,532226	0,501286	0,997204

Tabela 14. Cykle temperatury powietrza w Warszawie(1779-2002) – Lipiec
Table 14. The cycles of air temperature in Warsaw (1779-2002) –July

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,3	0,4913	-0,753281	2,175	0,232	6,266
3,4	0,3516	-2,814483	2,233	0,169	3,233
7,1	0,3834	1,495333	2,221	0,183	3,848
7,9	0,2945	-0,524014	2,25	0,145	2,374
12,9	0,3346	-0,418757	2,246	0,151	2,575
20,4	0,3947	1,718293	2,222	0,182	3,796
30,0	0,4100	-2,414624	2,199	0,208	4,992
83,0	0,3030	-0,611454	2,218	0,187	4,003
102,8	0,3536	0,491661	2,214	0,192	4,209



Rys. 9. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1780-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – styczeń

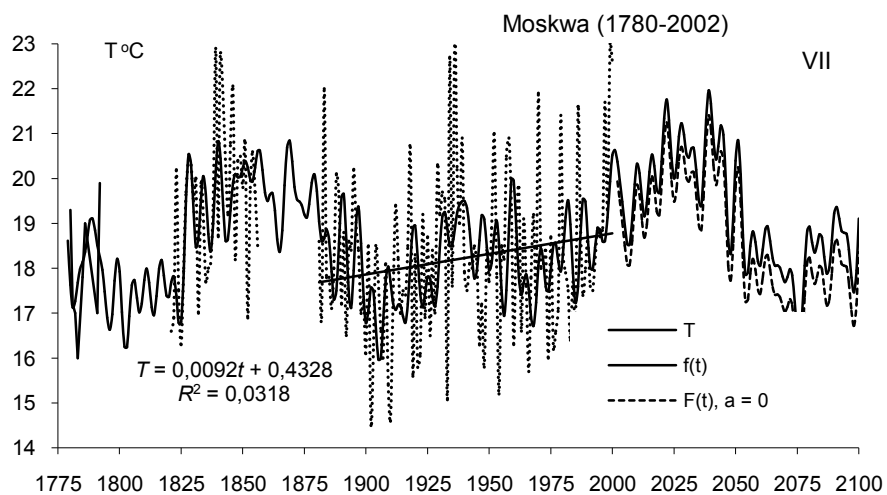
Fig. 9. Changes of air temperature in Moscow in the 1780-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – January

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
-33,109404	0,012127	11,584152	0,565642	-2,627265	0,949705

Tabela 15. Cykle temperatury powietrza w Moskwie (1780-2002) – Styczeń

Table 15. The cycles of air temperature in Moscow (1780-2002) - January

Θ	b	c	ε^2	R	Fobl
2,4	1,2791	0,253802	16,189	0,223	4,255
9,3	0,7953	0,455473	16,386	0,195	3,224
11,4	0,8650	2,893208	16,372	0,197	3,297
19,5	1,0882	-1,072211	16,427	0,189	3,013
31,9	0,7486	-1,134589	16,489	0,179	2,695
45,5	1,0042	1,683649	16,355	0,200	3,385
59,9	0,8813	0,236467	16,068	0,238	4,901
85,4	0,4547	-1,114629	16,248	0,215	3,944
136,9	0,8426	-1,951221	16,567	0,166	2,299



Rys. 10. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1780-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – lipiec

Fig. 10. Changes of air temperature in Moscow in the 1780-2002 years – forecasts in years 2003-2100 – July

a_0	a	ε^2	R	CBK	RS
12,535306	0,003175	2,010183	0,601782	0,601955	0,997070

Tabela 16. Cykle temperatury powietrza w Moskwie (1780-2002) – Lipiec

Table 16. The cycles of air temperature in Moskov (1780-2002)) - July

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
5,7	0,5373	-3,098337	3,004	0,216	4,001
6,2	0,2873	2,277810	3,054	0,176	2,601
7,0	0,3780	1,460347	3,038	0,190	3,044
10,1	0,4691	1,077990	3,035	0,192	3,127
13,2	0,2894	-1,897442	3,074	0,157	2,054
21,1	0,4044	2,692722	3,005	0,216	3,972
51,6	0,3227	-1,895260	2,965	0,243	5,125
84,7	0,8211	1,974771	2,993	0,224	4,315
169,1	0,9591	1,845991	2,872	0,298	7,930

Ważniejsze wyniki badań

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne. Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998)

$$T = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe).

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w styczniu wynoszą one: Warszawa – 8,3 (1,28°C), Kraków – 8,3 (1,38°C), Wrocław – 8,3 (1,50°C), Lwów – 8,3 (1,28°C), Praga – 7,8 (1,52°C), Berlin – 7,7 (1,94°C), Genewa – 8,4 (0,84°C), Wiedeń – 7,8 (1,10°C), Rzym – 7,3 (0,0,76°C), Sztokholm – 6,6 (1,48°C), Kopenhaga – 7,8 (0,62°C), Moskwa – 9,3 lat (1,60°C). W lipcu okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza: Oto okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie w styczniu: Warszawa – 116,1, Kraków – 102,0, Wrocław – 129,0, Lwów – 118,0, Praga – 148,0, Wiedeń – 90,2, Bazylea – 127,2, Kopenhaga – 87,0, Anglia – 95,1, Sztokholm – 97,8, Greenwich – 98,8 lat. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: Warszawa – 102,0, Praga – 117,3, Wiedeń – 94,3, Bazylea – 89,6, Ryga – 115,5, Greenwich – 79,9 lat

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Kraków (lipiec – 179,8), Lwów (lipiec – 158,8), Berlin (styczeń – 236,9, lipiec – 154,4), Kopenhaga (lipiec – 175,2), Anglia środkowa (styczeń – 191,1), Uppsala (styczeń – 193,3), Innsbruck (styczeń – 164,2), Trondheim (styczeń – 207,7 lat).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$ w zimie są na ogół rosnące (°C/100 lat): Warszawa (1779-1998) – styczeń (1,36), lipiec (0,15), Kraków (1827-1997) – styczeń (1,71°C), lipiec (0,33°C), Lwów (1824-2002) – styczeń (0,53°C), lipiec (0,22°C), Berlin (1769-1990) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,33°C), Genewa (1769-1980) – styczeń (1,23°C), lipiec (0,08°C), Wiedeń (1775-2002) – styczeń (0,84°C), lipiec (0,02°C), Rzym (1811-1969) – styczeń (0,36°C), lipiec (0,08°C), Sztokholm (1756-1994) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,11°C), Kopenhaga (1768-1991) – styczeń (0,94°C), lipiec (0,01°C), Moskwa (1881-2002) – styczeń (3,54°C), lipiec (0,92°C).

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, NAO). Wskaźnik NAO

w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią.

Zmienność wiekową temperatury powietrza w zimie i lecie w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając po 10 najzimniejszych i najłagodniejszych styczniów oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lipców.

Najzimniejsze stycznie w Europie wystąpiły: Warszawa – 1838 (-13,5°C), 1963 (-11,5), Kraków – 1848 (-12,4), 1963 (-10,0), Wrocław – 1803 (-11,9), 1830 (-11,6), 1963 (-10,6), Moskwa – 1893 (-21,7), 1942 (-20,3), Lwów – 1942 (-12,6), 1838 (-12,3), Ryga – 1803 (-17,1), Wilno – 1803 (-19,1°C). Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: Warszawa – 1796 (3,5), 1983 (3,4), Kraków – 1921 (3,5), Moskwa – 1983 (-4,1) Lwów – 1936 (2,4) Ryga – 1989 (2,5) Wilno – 1989 (1,1).

Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza $f(t)$ – ze składnikiem liniowym at i $F(t)$ – bez składnika ($at = 0$):

$$T = f(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

Pole temperatury powietrza w Europie (1961-1990) opisano wielomianami regresji liniowej i nieliniowej $T = f(\varphi, \lambda, H)$ względem trzech współrzędnych: szerokości geograficznej φ , długości geograficznej λ i wysokości nad poziomem morza H . Dobrym narzędziem badań ogólnych cech klimatu Europy okazało się równanie hiperpłaszczyzny regresji (wielomian pierwszego stopnia):

$$T = a_0 + a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H$$

Współczynniki regresji cząstkowej a_1 , a_2 , a_3 – to gradienty: południkowy, w °C/1° φ , równoleżnikowy, w °C/1° λ , hipsometryczny, w °C/100 m.

Gradient południkowy (a_1) wskazuje o ile zmienia się temperatura powietrza wzdłuż południka, gdy przesuniemy się ku północy o 1° φ . Gradient równoleżnikowy (a_2) wyraża przyrost temperatury powietrza ku wschodowi, gdy odległość (λ) od Oceanu Atlantyckiego wzrośnie o $\Delta\lambda = 1^\circ$. Natomiast gradient hipsometryczny (a_3) jest miarą zmian temperatury powietrza ze wzrostem wysokości. n.p.m. o 100 m.

Nowością w badaniach klimatu Europy są mapy gradientów: południkowych $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, równoleżnikowych $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ i hipsometrycznych $\frac{\partial T}{\partial H}$ przedstawione w t. VIII *Atlasu* (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1994). Żeby wyznaczyć średni gradient pola temperatury powietrza w Europie opisano je wielomianem regresji pierwszego stopnia względem szerokości Φ i długości geograficznej Λ , wyrażonych w setkach km oraz wysokości n.p.m. H – w hm:

$$T = A_0 + A_1 \Phi + A_2 \Lambda + A_3 H$$

Tak zdefiniowane gradienty oddzielają wpływ szerokości geograficznej (Φ), długości geograficznej Λ (odległości od Oceanu Atlantyckiego) i wysokości nad poziomem morza H na temperaturę powietrza w Europie.

3.20/21. Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych

Tom XX-XXI. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak S., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych** (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 226

Treść XX-XXI tomu *Atlasu* nawiązuje bezpośrednio do tomu XVII i XIX, dotyczących mroźnych i łagodnych zim oraz najcieplejszych i chłodnych okresów letnich w Polsce na tle Europy, i do tomu VIII, poświęconego cechom oceanicznym klimatu Europy ze szczególnym uwzględnieniem Polski (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni 1994, 2003, 2005).

Celem tego tomu jest określenie tendencji zmian cech termicznych klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu (ze szczególnym uwzględnieniem ostatnich stuleci XVIII-XXI) z wyeksponowaniem ich przyczyn.

Najpierw określono cechy termiczne klimatu Europy, wynikające z jej położenia w umiarkowanych szerokościach geograficznych – w sąsiedztwie Oceanu Atlantyckiego i strefowego ukształtowania jej powierzchni. Badania przeprowadzono na podstawie wyników pomiarów temperatury powietrza w latach 1931-1960 i 1961-1990. Pola temperatury powietrza opisano empirycznymi modelami – wielomianami regresji pierwszego, drugiego, trzeciego i czwartego stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$ względem trzech współrzędnych: szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Symulują one zarówno zmienność strefową temperatury powietrza (uwarunkowaną dopływem promieniowania słonecznego), jak też oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego i wpływ wysokości nad poziomem morza.

Oryginalną część pracy stanowi rozdział III pod tytułem *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w XIX-XXI wieku*. Zawiera on wykresy widm i przebiegów wieloletnich temperatury powietrza wraz z prostymi regresji na przykładzie średnich rocznych w 40 miejscowościach europejskich. Widma temperatury powietrza wyznaczono metodą sinusoid regresji, a tendencje zmian określono równaniami prostych regresji. Szczególne znaczenie mają jednak prognozy temperatury powietrza do 2100 roku na podstawie interferencji silniejszych cykli zawartych w widmach. Prognozy wskazują na naturalne ochładzanie klimatu Europy w XXI wieku. Według tych prognoz w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia, które częściowo może być złagodzone przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany i miejskie wyspy ciepła). W prognozach przyjęto założenia, że ekstrema wykrytych cykli (obecnych w widmach temperatury powietrza) o dość dużych amplitudach (istotnych statystycznie) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku.

W tabelach zestawiono po 10 najchłodniejszych lat i po 10 najcieplejszych lat w XVIII-XX wieku. Kolejna seria tabel dotyczy krótkich, średnich i długich cykli temperatury powietrza w 40 miejscowościach europejskich reprezentujących prawie wszystkie jednostki fizycznogeograficzne.

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniem dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od aktywności Słońca (stałej słonecznej) i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Najbardziej poznane (na podstawie danych instrumentalnych) jest ostatnie, największe ochłodzenie w Europie. Trzeba zauważyć, że wystąpiło ono podczas trzech najsłab-

szych, wydłużonych (12-13-letnich) cykli aktywności Słońca (1798-1833). Ochłodzenie to pojawiło się w czasie najslabszego 13-letniego cyklu plam słonecznych (1811-1823), podczas absolutnego minimum wiekowego (ok. 1700 r.). To ostatnie globalne ochłodzenie klimatu (także w Europie) wystąpiło podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej, po największych wybuchach wulkanów: 1813 r. – Cotopaxi, 1815 r. – Tambora, 1835 r. – Cosequina.

Temperatura powietrza w Europie w 1829 r. wynosiła: 1,9°C – Tallin, 3,6 – Sztokholm, 4,7 – Warszawa, 5,2 – Wrocław, 7,4 – Wiedeń, a w 1830 r., 5,3 – Wrocław, 5,4 – Lwów.

W Europie przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie zimy są cieplejsze o 1,1°C/100lat, a lata chłodniejsze prawie o 0,1°C/100 lat. Jeszcze większy wzrost temperatury powietrza podczas zimy występuje w Krakowie – 1,5°C/100 lat i Moskwie – 1,6°C/100 lat. Średnia roczna temperatura powietrza wzrosła w Warszawie o 0,06°C, Krakowie – o 0,8°C, Moskwie – o 0,7°C na 100 lat.

Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych.

Najłagodniejsze zimy wystąpiły w ostatniej dekadzie XX wieku, co znalazło swój wyraz w średnich rocznych: 1990 r. – Tallin (6,6°C), Mińsk (7,7), Monachium (9,2), Odessa (9,2), Kijów (9,3), Warszawa (9,7), Wrocław (10,0), Berlin (10,4), Genewa (10,4), Kopenhaga (10,8), Wiedeń (11,1), Zagrzeb (12,6), Marsylia (15,6).

Najcieplejsze pory letnie wystąpiły w 1811 roku, co tylko częściowo znalazło odbicie w średnich rocznych: Kremsmuenster (9,6°C), Monachium (9,7), Odessa (9,7), Wiedeń (11,2), Praga (11,3), Rzym (11,3), Innsbruck (11,4).

Według średnich rocznych wyróżnia się rok 2000: Ateny (19,3°C), Marsylia (15,5), Zagrzeb (13,4), Wiedeń (11,6), Wrocław (10,3), Kijów (9,1), Lwów (9,0), Mińsk (7,8), Tallin (7,1), Moskwa (6,7), Oxford (6,6).

Na klimat Europy dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. O wpływie aktywności Słońca na cyrkulację atmosfery (na dystrybucję ciepła na Ziemi) świadczą analogiczne cykle cyrkulacji atmosfery i liczb Wolfa, a także temperatury powietrza.

Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią, a temperatura powietrza w Europie cechuje się okresowością 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Temperatura powietrza podczas zim w Warszawie i wskaźnik *NAO* cechuje analogiczna cykliczność z dominującym okresem 7,8-letnim. Podobieństwo tych cykli świadczy, iż zimy w Warszawie są kształtowane przez okresowe wahania Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* (cyrkulacji strefowej). Oto zimowe okresy około 8-letnie temperatury powietrza na innych stacjach w Europie i ich amplitudy: Kraków – 8,3 (1,87°C), Wrocław – 8,3 (1,53°C), Lwów – 8,3 (1,30°C), Praga – 8,3 (1,06°C), Berlin – 7,7 (1,54°C), Genewa – 7,7 (0,62°C), Wiedeń – 8,3 (0,87°C), Rzym – 7,9 (0,30°C), Sztokholm – 7,8 (1,33°C), Kopenhaga – 7,8 (1,24°C), Moskwa – 7,9 (0,76°C). W lecie okresowość jest zbliżona, amplitudy są prawie o połowę mniejsze. Średnia roczna temperatury powietrza wykazuje podobną cykliczność: Kraków – 8,3 lat (0,86°C), Kopenhaga – 8,3 (0,24°C), Berlin – 7,8 (0,72°C), Kijów – 7,8 (0,54°C), Lwów – 8,3 (0,42°C), Marsylia – 7,8 (0,22°C), Moskwa – 7,9 (0,38°C), Oslo – 7,8 (0,60°C), Paryż – 7,8 (0,32°C), Praga – 7,8 (0,48°C), Rzym – 8,1 (0,24°C), Sztokholm – 7,8 (0,58°C), Warszawa – 7,8 (0,52°C), Wiedeń – 7,8 (0,38°C), Wilno – 7,8 (0,64°C), Wrocław – 7,8 (0,50°C), Zagrzeb – 8,2 (0,46°C).

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letnie aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w widmach temperatury powietrza. Oto zimowe cykle około 100-letnie temperatury powietrza w Europie: Warszawa – 113,4, Kraków – 90,0, Wrocław – 123,3, Lwów – 108,8, Praga – 116,3, Wiedeń – 89,8, Bazy-lea – 85,5, Kopenhaga – 80,5, Sztokholm – 86,3, Uppsala – 102,7. Dla porównania zestawiono też najdłuższe cykle średnich rocznych: Berlin – 170,4, Genewa – 98,1, Kijów – 95,1, Kopenhaga – 87,0, Kraków – 245,2, Lwów – 125,4, Moskwa – 152,3, Oslo – 181,9, Praga – 116,1, Ryga – 91,6, Rzym – 144,4, Uppsala – 162,5, Warszawa – 106,1, Wiedeń – 93,7, Wrocław – 125,8, Wilno – 182,9.

Okresy prawie dwuwiekowe są zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upły-wie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Ich długości wynoszą: Kraków (lipiec – 179,8), Lwów (lipiec – 158,8), Berlin (lipiec – 154,4), Ko-penhaga (lipiec – 175,2), Anglia środkowa (styczeń – 191,1), Uppsala (styczeń – 193,3), Innsbruck (styczeń – 164,2), Trondheim (styczeń – 207,7 lat).

Nowość stanowią cykle klimatu określone pośrednio na podstawie danych dendro-logicznych z Europy (i Polski) w ostatnim 1000-leciu oraz prognozy po rok 2100.

Analogiczne okresy około 8. i 11-letnie są obecne w chronologicznych ciągach rocznych przyrostów drewna tj. szerokości pierścieni (słoi) dębów rosnących w Polsce (tab. 1).

Tabela 1. Okresy (Θ lat) około 8. i 11- letnie szerokości pierścieni dębów (*Quercus robur*) rosna-cych w Polsce (XVIII-XX wieku), R – współczynnik korelacji

Table 1. Close-to-8 and 11-years cycles (Θ years) of English oak (*Quercus robur*) tree ring widths from Poland (XVIII-XX century); R – correlation coefficient

Miejsce	Θ	R	Θ	R	Miejsce	Θ	R	Θ	R
Gdańsk	8,0	0,127	11,6	0,219	Roztocze	7,6	0,147	11,2	0,194
Goldap	7,8	0,154	10,8	0,130	Suwałki	7,5	0,278	11,8	0,172
Hajnówka	7,9	0,144	11,2	0,258	Toruń	7,7	0,161	11,4	0,181
Koszalin	8,6	0,193	11,1	0,127	Warszawa	7,7	0,175	11,1	0,124
Kraków	7,7	0,235	11,5	0,137	Wrocław	8,3	0,206	11,6	0,162

Ciągi chronologiczne szerokości pierścieni drzew: sosny, świerka i modrzewia w Europie cechują się również podobnymi okresami około 100. i 200-letnimi (tab. 2)

Tabela 2. Okresy (Θ lat) około 35., 100. i 200-letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 2. Approximately 35-, 100- and 180-year cycles (Θ years) of ring widths of trees growing in Europe (pine, spruce and larch)

Drzewo	Przedział czasu	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Sosna							
Forfiorddalen (Norway)	877-1994	35	0,148	112	0,178	189	0,121
Kola (Russia)	1577-1997	33	0,259	109	0,394	186	0,277
Świerk							
Stonngardes (Norway)	1403-1997	35	0,165	114	0,191	-	-
Falkenstein (Germany)	1540-1995	46	0,225	110	0,298	189	0,414
Modrzew							
Pinega I (Russia)	1598-1990	32	0,286	103	0,177	217	0,286

Należy podkreślić duży udział mgr Szymona Bijaka – doktoranta Zakładu Dendro-metrii SGGW w Warszawie, w opracowaniu rozdziałów IV i V dotyczących cykliczno-ści klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski, na podstawie danych dendrologicznych.

Istotny jest również ostatni rozdział VI pt. *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów atmosferycznych i stanów wody rzeki górskiej*, opracowany przez Roberta Cebulskiego – autoreferat pracy doktorskiej obronionej na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Obrona pracy doktorskiej odbyła się w dniu 29 maja 2007 r. (promotor – prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedz, UŚ i dr hab. Artur Magnuszewski, UW).

Celem tej pracy jest określenie wpływu cyrkulacji atmosferycznej na pole opadów atmosferycznych i stany wody w korycie rzeki górskiej na przykładzie Skawy. Jest nim wykazanie analogicznych okresów opadów atmosferycznych i stanów wody oraz istotnych zależności regresyjnych od: aktywności Słońca, Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO) i częstości typów cyrkulacji. Dużą wartość poznawczą mają zbliżone widma i okresy, wyznaczone metodą „sinusoid regresji”, badanych zmiennych tj. stanów wody w rzece górskiej, opadów atmosferycznych, wskaźników cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca.

SPIS TREŚCI (20-21)

DZIAŁALNOŚĆ NAUKOWA I DYDAKTYCZNA PROF. DR HAB. JERZEGO BORYCZKI	7
ACADEMIC AND RESEARCH ACTIVITY OF PROFESSOR JERZY BORYCZKA	25
I. WPROWADZENIE	33
II. CECHY TERMICZNE KLIMATU EUROPY	37
1. Zmiany roczne gradientów temperatury powietrza	37
2. Profile gradientów rocznej amplitudy temperatury powietrza	41
3. Przestrzenny rozkład gradientów temperatury powietrza	43
4. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza w °C/100 km	45
5. Deformacja pola temperatury powietrza przez czynniki lokalne	48
III. OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY W XIX-XXI WIEKU	67
1. Wpływ aktywności Słońca na temperaturę powietrza w Europie	67
2. Wpływ Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO) na temperaturę powietrza w Europie	69
3. Mroźne i łagodne zimy oraz ciepłe i chłodne lata w Europie	71
4. Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie	72
5. Tendencje zmian temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku. Prognozy do roku 2100	74
IV. CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG CIĄGÓW DENDROLOGICZNYCH	127
1. Zarys badań dendroklimatycznych	127
2. Synchroniczność cykli klimatycznych i dendrologicznych w Europie	129
2.1. Cykl 4-letni temperatury powietrza, opadów i cyrkulacji atmosferycznej	130
2.2. Cykl 8-letni temperatury, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew	131
2.3. Cykl 11-letni temperatury powietrza, opadów, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew	133
2.4. Cykle 100. i 180-letni temperatury powietrza, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew	135
3. Wpływ Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO) na klimat Europy	137
4. Prognozy zmian klimatu Europy w XXI wieku	138
V. ZMIANY KLIMATU POLSKI W OSTATNICH STULECIACH WEDŁUG ROCZNYCH PRZYROSTÓW DĘBÓW	177
1. Największe ochłodzenia i ocieplenia w kronikach z X-XVI wieku nawiązujące do osobliwości rocznych przyrostów dębów w Polsce	177
2. Zależność szerokości słoje dębów od miesięcznych wartości temperatury i sum opadów atmosferycznych w Polsce	183

3.	Lata wskaźnikowe dębów w Polsce	197
4.	Widma i parametry cykli rocznych przyrostów dębów w Polsce	200
5.	Prognozy zmian rocznych przyrostów dębów w Polsce w XXI wieku	211
VI.	ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W KSZTAŁTOWANIU OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH I STANÓW WODY RZEKI GÓRSKIEJ	219
1.	Cel, tezy i zakres pracy	219
2..	Cechy fizyczno-geograficzne badanej zlewni karpackiej	220
2.1.	Położenie geograficzne zlewni, układ dorzecza	220
2.2.	Warunki klimatyczne zlewni	221
2.3.	Dane empiryczne	222
3.	Empiryczne i teoretyczne rozkłady prawdopodobieństwa opadów atmosferycznych i stanów wody w rzece karpackiej	223
3.1.	Wybór teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa	223
3.2.	Porównanie dystrybuant empirycznych i teoretycznych	223
3.3.	Wyznaczenie sum opadów o prawdopodobieństwie przewyższenia	224
4.	Ekstrema i tendencje zmian opadów atmosferycznych i stanów wody w przekrojach wodowskazowych oraz ich uwarunkowania	225
4.1.	Przyczyny tendencji malejącej zmian stanów wody w rzece Skawie	225
5.0.	Okresowe zmiany opadów atmosferycznych i stanów wody w rzece górskiej oraz ich przyczyny	228
5.1.	Metoda badania okresowości ciągów chronologicznych	228
5.2.	Wyniki analizy okresowej zmienności elementów klimatologicznych i hydrologicznych	230
5.3.	Synchroniczność cykli badanych zmiennych	233
6.	Zależność opadów atmosferycznych oraz średnich i ekstremalnych stanów wody w rzece górskiej od cyrkulacji atmosferycznej	234
6.1.	Wybór metod analizy regresji	234
6.2.	Próba uwzględnienia zmian koryta rzeki w ciągach chronologicznych stanów wody	234
6.3.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na pole opadów w zlewni Skawy	235
6.4.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stany wody w przekrojach wodowskazowych Skawy	236
6.5.	Zależność stanów wody Skawy od opadów atmosferycznych	236
6.6.	Zależność częstości ekstremalnych stanów wody w przekrojach wodowskazowych zlewni karpackiej od cyrkulacji atmosferycznej	240
7.0.	Prognoza zmian opadów atmosferycznych oraz średnich i ekstremalnych stanów wody w rzece karpackiej do roku 2025	242
7.1.	Przyjęte metody prognozowania oraz jego statystycznej oceny	242
7.2.	Prognoza sum rocznych opadów atmosferycznych do roku 2025	243
7.3.	Prognoza rocznych wartości stanów wody do roku 2025	243
8.	Podsumowanie	247
VII.	ZAKOŃCZENIE. .	251
	SUMMARY	255
	LITERATURA	259
	WYKAZ PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII DOTYCZĄCYCH CYKLICZNOŚCI I TENDENCJI ZMIAN KLIMATU W EUROPIE	265

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na temperaturę powietrza w Europie

Na klimat Europy dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego nad Atlantykiem: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. Przy dużej południkowej różnicy ciśnienia tj. dużym gradientcie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze znad Atlantyku napływa z zachodu na wschód – nad obszar Europy. Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Niżu Islandzkim) poziomy gradient ciśnienia może być skierowany na wschód lub zachód. Wtedy występuje południkowy ruch powietrza na południe lub północ (cyrkulacja południkowa). Wówczas nad obszar Europy napływa powietrze z północy lub południa.

Klimat Zachodniej i Środkowej Europy jest kształtowany przez cyrkulację strefową, uwarunkowaną południkowym gradientem ciśnienia atmosferycznego $P_n \frac{\partial p}{\partial \varphi}$. Jako miarę południkowego gradientu ciśnienia przyjęto wskaźnik *NAO* (North Atlantic Oscillation), zdefiniowany przez Jonesa i in. (1997) tj. standaryzowaną różnicę ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią. Wartości wskaźnika *NAO* określają równoleżnikowy transport mas powietrza: w kierunku wschodnim – $NAO > 0$ i południkowym – $NAO < 0$ (Marsz 1999).

O dużej zależności klimatu Europy od Oscylacji Północnoatlantyckiej w latach 1825-2000 świadczą istotne statystycznie współczynniki korelacji *r* między temperaturą powietrza w Europie tj. w: Paryżu, Berlinie, Warszawie, Moskwie, Krakowie, Wrocławiu, Lwowie i Wilnie i a wskaźnikiem *NAO*. Wartości współczynników korelacji *r* są największe w miesiącach zimowych np. w styczniu zmieniają się od 0,65 w Berlinie do 0,36 w Moskwie (tab. 3).

Tabela 3. Współczynniki korelacji (*r*) temperatury powietrza i wskaźnika *NAO*
Table 3. Coefficient correlations (*r*) of air temperature in Europe and *NAO* indicator

Miejscowości	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Paryż	<u>0,60</u>	<u>0,63</u>	<u>0,60</u>	0,35	0,28	0,12	0,19	0,22	0,10	0,30	<u>0,53</u>	<u>0,48</u>
Berlin	<u>0,65</u>	<u>0,66</u>	<u>0,60</u>	0,25	0,27	0,12	0,15	0,20	0,30	0,25	<u>0,50</u>	<u>0,54</u>
Warszawa	<u>0,57</u>	<u>0,55</u>	<u>0,49</u>	0,12	0,13	0,13	0,13	0,08	0,27	0,25	<u>0,30</u>	<u>0,41</u>
Moskwa	<u>0,36</u>	<u>0,45</u>	<u>0,40</u>	0,00	-0,04	-0,20	0,12	0,00	0,11	0,20	0,00	-0,10
Kraków	<u>0,52</u>	<u>0,38</u>	<u>0,44</u>	0,11	0,16	0,12	0,12	0,10	0,30	0,19	<u>0,31</u>	<u>0,38</u>
Wrocław	<u>0,61</u>	<u>0,59</u>	<u>0,48</u>	0,17	0,21	0,09	0,11	0,20	0,34	0,20	<u>0,41</u>	<u>0,50</u>
Lwów	<u>0,49</u>	<u>0,44</u>	<u>0,40</u>	0,12	-0,02	0,05	0,15	0,16	0,22	0,05	<u>0,20</u>	<u>0,33</u>
Wilno	<u>0,53</u>	<u>0,55</u>	<u>0,48</u>	0,08	0,07	0,03	0,02	0,05	0,29	0,24	<u>0,34</u>	<u>0,40</u>

W miesiącach letnich są one zbliżone do zera, a nawet ujemne (nie istotne na poziomie 0,05).

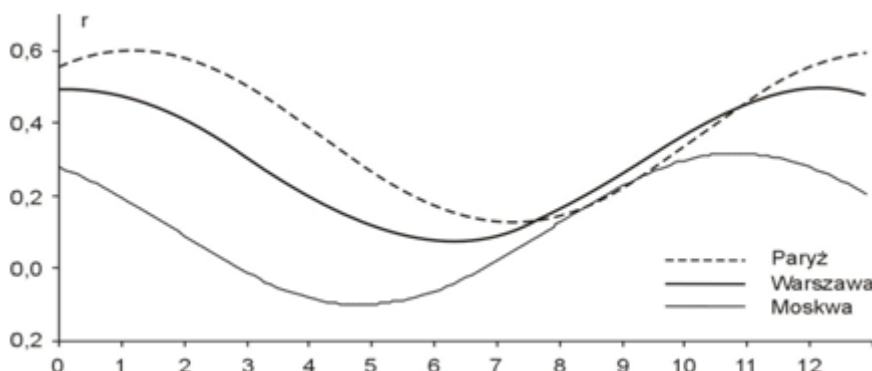
Przebiegi roczne współczynnika korelacji temperatury powietrza z wskaźnikiem *NAO* opisują dobrze równania sinusoid regresji o dużych współczynnikach determinacji R^2 [%] (tab. 4)

Tabela 4. Zmiany roczne współczynnika korelacji temperatury powietrza w Europie z wskaźnikiem *NAO* w latach 1825-2000. Równania sinusoid regresji

Table 4. Annual changes of correlation coefficients of air temperature in Europe and the *NAO* index in the years 1825-2000. Equations of regression sinusoids

	$r(t)$	R^2		$r(t)$	R^2
Paryż	$r = 0,367 + 0,238 \sin(2\pi t/12 + 0,9309)$	88,5	Kraków	$r = 0,261 + 0,169 \sin(2\pi t/12 + 1,4924)$	79
Berlin	$r = 0,374 + 0,244 \sin(2\pi t/12 + 1,1892)$	89,7	Lwów	$r = 0,216 + 0,173 \sin(2\pi t/12 + 1,6364)$	71,7
Wrocław	$r = 0,288 + 0,225 \sin(2\pi t/12 + 1,4209)$	85,6	Wilno	$r = 0,257 + 0,251 \sin(2\pi t/12 + 1,4838)$	87,8
Warszawa	$r = 0,108 + 0,209 \sin(2\pi t/12 + 1,4636)$	86,1	Moskwa	$r = 0,108 + 0,208 \sin(2\pi t/12 + 2,1838)$	68,7

Przykładowo przedstawiono wykresy sinusoid, opisujących przebieg roczny współczynnika korelacji r w Paryżu, Warszawie i Moskwie (rys. 1).



Rys. 1. Przebieg roczny współczynnika korelacji między temperaturą powietrza w Europie i wskaźnikiem *NAO* w latach 1825-2000

Fig. 1. Annual course of correlation coefficients between of air temperature in Europe and *NAO* index in the years 1825-2000

Dodatknie wartości współczynnika korelacji (r) świadczą, że zimy są cieplejsze przy większych gradientach południkowych ciśnienia, a chłodniejsze – przy mniejszych.

Okresowość Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO)

Na klimat środkowej Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Wyż Azorski i Niż Islandzki. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są ze sobą ujemnie skorelowane. Jeżeli ciśnienie w Wyżu Azorskim rośnie, to ciśnienie w Niżu Islandzkim – maleje i przeciwnie. Jest to tzw. Oscylacja Północnoatlantycka (North Atlantic Oscillation, NAO).

Przy dużej południkowej różnicy ciśnienia tj. dużym gradiencie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze znad Atlantyku przemieszcza się wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód – nad obszar Polski. Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Niżu Islandzkim) poziomy gradient ciśnienia może być skierowany na wschód lub zachód. Wtedy powietrze przemieszcza się wzdłuż południków (cyrkulacja południkowa) na południe lub północ. Wówczas nad

obszar Polski napływa powietrze z północy lub południa.

Kierunek i prędkość ruchu powietrza wynika z równoważenia się: siły gradientowej ciśnienia, siły Coriolisa i siły odśrodkowej (oraz siły tarcia o podłoże i lepkości turbulencyjnej – w pobliżu powierzchni Ziemi). Na większych wysokościach kierunek wiatru gradientowego jest deformowany przez pole temperatury powietrza – o poziomym gradiencie skierowanym ku biegunowi północnemu – przez wiatr tzw. termiczny (wiejący także z zachodu na wschód).

W badaniach posłużono się wskaźnikiem *NAO*, zdefiniowanym przez P.D. Jonesa i in. (1997) jako standaryzowaną różnicę ciśnienia na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią.

Okresy Θ obecne w widmach wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997 i 1825-2002 podano w tab. 5-6 (*R* – współczynnik korelacji).

Tabela 5. Okresy wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997

Table 5. The periods of *NAO* in years 1825-1997

Wiosna		Lato		Jesień		Zima	
Okres Θ	<i>R</i>	Okres Θ	<i>R</i>	Okres Θ	<i>R</i>	Okres Θ	<i>R</i>
6,5	0,22	7,8	0,17	7,3	0,22	7,8	0,27
11,1	0,13	10,3	0,20	8,8	0,17	8,3	0,24
13,4	0,21	11,1	0,09	16,6	0,24	11,3	0,13
23,9	0,19	13,8	0,14	24,2	0,20	15,5	0,17
45,5	0,16	39,5	0,14	29,9	0,20	37,1	0,16
106,3	0,09	83,2	0,17	75,3	0,16	105,1	0,17

W widmie wskaźnika *NAO* w zimie podobnie jak w widmach temperatury powietrza w Warszawie (1779-1998 i Krakowie (1826-1995) dominuje cykl około 8-letni. Jest to jednocześnie cykl aktywności Słońca (8,1 lat) i przyspieszenia Słońca (7,75 lat). Maksima tych około 8-letnich cykli przypadają w przybliżeniu na te same lata.

Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością kilku, kilkunastoletnią i około 100-letnią (tab. 6). W widmach wskaźnika *NAO* w styczniu i roku dominują cykle około 8-letnie.

Tabela 6. Okresy (Θ) Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) w latach 1825-2002 (*R* – współczynnik korelacji)

Table 6. The periods (Θ) of North Atlantic Oscillation (*NAO*) in years 1825-2002 (*R* – correlation coefficient)

Styczeń		Lipiec		Rok	
Θ	<i>R</i>	Θ	<i>R</i>	Θ	<i>R</i>
3,7	0,20	2,9	0,19	4,0	0,21
6,1	0,23	4,3	0,21	5,0	0,22
7,8	0,21	4,6	0,24	<u>7,8</u>	<u>0,29</u>
<u>8,3</u>	<u>0,23</u>	5,5	0,19	9,0	0,19
9,3	0,18	5,8	0,19	11,2	0,18
10,0	0,17	9,9	0,16	13,1	0,20
21,4	0,22	12,4	0,16	15,6	0,15
28,7	0,18	29,6	0,09	29,3	0,14
67,3	0,20	48,1	0,14	119,9	0,12
151,0	0,17	134,0	0,07		

Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Europie

Najmroźniejsze dni występują przy napływie powietrza kontynentalnego ze wschodu i północo-wschodu, przy adwekcji chłodnego powietrza pochodzenia arktycznego, podczas bezchmurnej pogody w nocy (silnym wypromieniowaniu ciepła z podłoża). Najcieplejsze dni w lecie są zwykle spowodowane adwekcją gorącego powietrza zwrotnikowego z południa i południo-zachodu lub napływu powietrza pochodzenia kontynentalnego z południo-wschodu i wschodu.

Zmienność wiekową średniej rocznej temperatury powietrza w 9 miejscowościach europejskich (spośród 40) scharakteryzowano, zestawiając najchłodniejsze i najcieplejsze lata (tab. 7-9)

Tabela 7. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Anglii Środkowej (1660-1973) i Paryżu (1757-1995)
Table 7. The frosty and hot years in England (1660-1973) and Paris (1757-1995)

ANGLIA ŚRODKOWA				PARYŻ			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1740	6,8	1949	10,6	1860	8,8	1822	12,7
1695	7,3	1959	10,5	1891	8,8	1775	12,7
1879	7,4	1733	10,5	1845	8,8	1995	12,3
1855	7,6	1834	10,5	1887	8,9	1994	12,3
1698	7,6	1921	10,5	1888	8,9	1834	12,2
1694	7,7	1779	10,4	1879	8,9	1772	12,2
1692	7,7	1868	10,4	1784	9,0	1762	12,1
1814	7,8	1736	10,3	1855	9,1	1811	12,0
1675	7,8	1828	10,3	1789	9,1	1774	12,0
1688	7,8	1945	10,3	1963	9,1	1989	12,0

Tabela 8. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Berlinie (1769-1990) i Warszawie (1779-1998)
Table 8. The frosty and hot years in Berlin (1769-1990) and Warsaw (1779-1998)

BERLIN				WARSZAWA			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1805	6,3	1779	11,1	1829	4,7	1989	9,8
1799	6,7	1834	10,8	1799	5,2	1990	9,7
1940	7,1	1822	10,6	1785	5,3	1797	9,6
1816	7,1	1930	10,5	1805	5,3	1983	9,6
1814	7,1	1921	10,5	1871	5,4	1934	9,5
1838	7,2	1794	10,5	1803	5,7	1975	9,5
1941	7,3	1911	10,5	1786	5,8	1992	9,4
1771	7,4	1989	10,5	1812	5,8	1994	9,3
1845	7,4	1990	10,4	1838	5,8	1939	9,2
1871	7,5	1868	10,3	1855	5,8	1967	9,2

Tabela 9. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Moskwie (1779-2002)
Table 9. The frosty and hot years in Moscow (1779-2002)

MOSKWA			
najchłodniejszy		najcieplejszy	
1908	1,5	1989	6,9
1893	1,7	1995	6,7
1942	1,7	2000	6,7
1941	2,1	2001	6,6
1956	2,2	1975	6,5
1900	2,4	2002	6,5
1907	2,4	1961	6,4
1789	2,4	1938	6,3
1881	2,5	1983	6,3
1888	2,5	1981	6,3

Synchroniczność cykli klimatycznych i dendrologicznych w Europie

Celem rozdziału jest określenie zakresu zmian temperatury powietrza w Europie w ostatnich dwóch stuleciach. Jest nim też wykazanie synchroniczności cyklicznych wahań klimatu w Europie na podstawie danych instrumentalnych i dendrologicznych oraz prognoza zmian klimatu w XXI wieku.

Z dotychczasowych badań długich ciągów pomiarów wynika, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski np. Kraków (1826-1990), Wrocław (1851-1980) i Europy np. Anglia (1659-1773), Bazylea (1755-1980), Genewa (1768-1990), Innsbruck (1777-2000), Kopenhaga (1768-1991), Lwów(1824-2002), Poczdam (1893-1992), Praga (1771-1980), Sztokholm (1756-1994), Uppsala (1739-1970), Wiedeń (1775-2002, Zurych (1864- 1980) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 4-8-, 11-, 100-. i około 180-letnie. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (miesięcznych i sezonowych wartości) świadczy, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie.

Widma i cykle: temperatury powietrza, wskaźnika *NAO*, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew (szerokości słoju) wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998):

$$y = f(t) = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, t – czas, zmieniając okres sinusoidy Θ co 0,1 roku. Ciąg wartości wariancji resztkowej ε^2 , odpowiadających zadawanym okresom Θ – to widmo zmiennej y . Okresy Θ – to minima lokalne wariancji resztkowej ε^2 (maksima lokalne współczynnika korelacji):

$$R = \left(1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}\right)^{0,5},$$

gdzie s^2 – wariancja zmiennej y . Są to okresy w sensie statystycznym: $f(t_i + \Theta) = f(t_i) + \varepsilon_i$, gdzie ε_i jest resztą losową.

Cykl 11-letni temperatury powietrza, opadów, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew

Od dawna znana jest cykliczność około 11-letnia temperatury powietrza, wiązana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Okresy 10-15-letnie temperatury powietrza i amplitudy (w °C) w wybranych miejscowościach, w poszczególnych sezonach i w roku zestawiono w tab. 10-11.

Tabela 10. Okresy około 11-letnie temperatury powietrza w porach roku i roku w Europie
Table 10. 11-years periods of air temperature periods and year in Europe

Miejscowość	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	11,9	0,50	11,2	0,70	11,3	0,30	11,4	0,20	11,1	0,30
Kraków	11,3	0,70	11,2	0,70	11,4	0,30	10,8	1,00	11,3	0,30
Praga	11,8	0,50	11,2	0,60	11,7	0,20	11,1	0,20	11,4	0,20
Genewa	11,1	0,40	11,2	0,40	11,3	0,40	11,2	0,10	11,1	0,20
Anglia	11,2	0,50	11,1	0,20	11,1	0,20	11,2	0,20	11,1	0,20

Tabela 11. Okresy około 11-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 11. 11-years periods of air temperature in Europe

Miejscowość	Zima		Lato		Miejscowość	Zima		Lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa*	11,6	0,53	11,3	0,22	Genewa*	11,0	0,40	11,3	0,28
Kraków*	11,3	0,84	11,4	0,26	Wiedeń	11,0	0,44	11,0	0,12
Wrocław	11,4	0,74	11,5	0,42	Rzym	11,8	0,44	10,7	0,39
Lwów	11,2	1,11	10,7	0,06	Sztokholm	11,3	0,29	11,6	0,38
Praga*	11,0	0,42	11,1	0,19	Kopenhaga	11,1	0,26	11,5	0,48
Berlin	11,0	0,42	11,6	0,18	Moskwa	11,40	1,62	11,30	0,30

* nieco inny przedział czasu niż w tab. 17

Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie (0,4-1,0°C) niż w lecie (0,1-0,4°C).

Okazało się, że istotna statystycznie jest również okresowość około 11-letnia sezonowych sum opadów atmosferycznych w Polsce (tab. 12).

Tabela 12. Okresy około 11-letnie opadów atmosferycznych w Polsce
Table 12. 11-years periods of precipitation in Europe

Miejscowość	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%
Warszawa	10,1	25,9	12,0	23,7	11,2	13,8	10,2	10,6	11,3	9,5
Kraków	9,8	12,3	10,2	18,7	10,3	12,9	10,9	17,1	9,8	5,4
Wrocław	9,9	17,4	10,2	27,4	9,7	16,7	9,9	13,2	9,8	13,9

Zakres zmienności sezonowych sum opadów atmosferycznych w cyklach 9,8-12,0 lat w stosunku do średnich wartości z lat 1861-1990 (P) jest większy w zimie niż w lecie (przekracza $\frac{1}{4}$ części sumy P). Amplitudy względne $(P_{\max} - P_{\min})P^{-1}$ na ogół są większe

w zimie niż w lecie, w przypadku sum rocznych zawierają się w przedziale 5,4-13,9%.

Zbliżonymi okresami cechują się chronologiczne ciągi szerokości pierścieni (słojów) dębów rosnących w Polsce (tab. 13).

Tabela 13. Okresy (Θ lat) około 11-letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII-XX w.), R – współczynnik korelacji

Table 13. Close-to-11 years cycles (Θ years) of English oak (*Quercus robur*) tree ring widths from Poland (XVIII-XX century); R – correlation coefficient

Miejsce	Θ	R	Miejsce	Θ	R
Gdańsk	11,6	0,219	Roztocze	11,2	0,194
Goldap	10,8	0,130	Suwałki	11,8	0,172
Hajnówka	11,2	0,258	Toruń	11,4	0,181
Koszalin	11,1	0,127	Warszawa	11,1	0,124
Kraków	11,5	0,137	Wrocław	11,6	0,162

Przyczyną okresów około 11-letnich temperatury powietrza i opadów atmosferycznych jest niewątpliwie 11-letni cykl aktywności Słońca (i stałej słonecznej). (tab. 14)

Tabela 14. Okresy około 11-letnie aktywności Słońca i stałej słonecznej

Table 14. 11-years periods of solar activity and solar constant

Liczby Wolfa		Stała słoneczna	
Θ	ΔW	Θ	$\Delta s/s$ %
10,0	48,3	10,1	0,35
10,5	44,7	10,5	0,51
11,0	<u>60,1</u>	11,1	<u>0,94</u>
12,0	32,2	11,9	0,29

Oto równanie cyklu 11-letniego (średniego w latach 1700-1993) stałej słonecznej o minimalnej wariancji resztkowej $\varepsilon^2 = 7,1 \cdot 10^{-5}$ i współczynnikiem korelacji $R = 0,609$.

$$s = 1,9435 + 0,009163 \sin\left(\frac{2\pi}{11,1}t - 1,9549\right)$$

Zakres zmian stałej słonecznej w cyklu 11-letnim stanowi prawie 1% średniej wartości $1,94 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ w latach 1700-1993. W pojedynczych 11-letnich cyklach plam słonecznych stała słoneczna zmienia się maksymalnie o 2,5% (Kondratiev, Nikolski 1970). Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresami obiegu czterech największych planet dookoła Słońca. Okres 11,86 lat obiegu Jowisza dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat, $R = 0,40$), całkowitego momentu pędu planet (11,9 lat, $R = 0,75$) i dyspersji masy planet w Układzie Słonecznym (11,9 lat, $R = 0,58$).

Należy też podkreślić, że okresowość około 11-letnia jest obecna w ciągach czasowych (1680-1980) erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłu wulkanicznego w atmosferze ($\log DVI$) – $\Theta = 11,4$ lat, $R = 0,31$; aktywności wulkanicznej ($\log DVI/\Delta t$) $\Theta = 11,7$ lat, $R = 0,29$ i odstępem czasu Δt między kolejnymi erupcjami eksplozywnymi $\Theta = 12,1$, $R = 0,21$.

Analogiczna okresowość zmiennych geologicznych, astronomicznych i klimatologicznych świadczy o grawitacyjnych uwarunkowaniach okresowości.

Cykle 100- i 180-letni temperatury powietrza, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew

Krótkookresowe zmiany aktywności Słońca (stałej słonecznej) nie odgrywają istotnej roli w kształtowaniu klimatu Ziemi, ze względu na bardzo powolne przenikanie ciepła do głębszych warstw Ziemi. Większą rolę odgrywają długie cykle: około 100- i 180-letni aktywności Słońca (tab. 15). W otoczeniu maksimów plam słonecznych w tych cyklach kumulowana energia słoneczna w głębszych warstwach łądów i oceanów, wywiera wpływ na prądy morskie i cyrkulację atmosferyczną.

Tabela 15. Okresy około 100- i 180- letnie: aktywności Słońca, stałej słonecznej i erupcji wulkanicznych (lata)
Table 15. The close – to – 100 and 180-year long periods of solar activity, solar constant and volcanic eruption (years)

Zmienna	100-letni	200-letni
Aktywność Słońca (1700-2000)	102,0	187,3
Stała słoneczna (1700-2000)	102,0	187,0
Aktywność wulkaniczna $DVI/\Delta t$	91,5	206,0

Okresy około 100. i 180-letnie są obecne w wielu seriach pomiarowych temperatury powietrza w Europie (tab. 16-17).

Tabela 16. Okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 16. The close to-100-year long periods of air temperature in Europe

Miejscowość	Zima		Lato		Miejscowość	Zima		Lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	113,4	1,22	75,0	0,88	Bazylea	85,5	0,14	87,6	0,64
Kraków	90,0	0,48	88,0	0,67	Kopenhaga	80,5	0,22	89,6	0,27
Wrocław	123,3	1,66	75,0	0,50	Anglia	99,3	0,44	102,5	0,20
Lwów	108,8	1,30	74,1	1,33	Sztokholm	86,3	0,55	89,4	0,51
Praga	116,3	1,44	118,3	0,68	Uppsala	102,7	1,48	94,0	0,79
Wiedeń	89,8	0,79	96,1	0,58	Innsbruck	69,9	0,80	84,6	0,50

Tabela 17. Okresy około 180-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 17. The close -to-180-year long periods of air temperature in Europe

Miejscowość	Zima		Lato		Miejscowość	Zima		Lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	179,0	0,44	208,2	0,66	Bazylea	-	-	227,4	0,26
Kraków	168,3	0,43	-	-	Kopenhaga	-	-	211,6	1,19
Lwów	-	-	195,3	1,00	Anglia	166,9	0,48	204,6	0,34
Genewa	144,1	-	248,3	1,09	Sztokholm	184,6	0,49	-	-
Berlin	212,8	1,18	-	-	Uppsala	182,3	2,50	192,8	0,39
Rzym	-	-	224,9	1,40	Innsbruck	169,8	1,45	-	-

Na przykład okresy około 100-letnie temperatury powietrza w zimie wynoszą: Warszawa – 113,4, Kraków – 90,0, Anglia – 99,3, Wiedeń – 89,8, Sztokholm – 86,3, Uppsala

– 102,7 lat. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: Warszawa – 75,0, Kraków – 88, Wiedeń – 96,1, Anglia – 102,5, Sztokholm – 89,0, Uppsala – 94 lat
 Cykl około 180-letni jest obecny w najdłuższych seriach pomiarowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych.

Ciągi chronologiczne szerokości pierścieni drzew: sosny, świerka, modrzewia, jodły i dębu w Europie cechują się również podobnymi okresami około 100. i 180-letnimi (tab. 18).

Tabela 18. Okresy (Θ lat) około 100. i 180-letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 18. Approximately 100-year and 180-year cycles (Θ years) of ring widths of trees growing in Europe (pine, spruce and larch)

Drzewo	Przedział czasu	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Sosna							
Forfjorddalen (Norwegia)	877-1994	112	0,178	189	0,121	-	-
Kola (Rosja)	1577-1997	109	0,394	186	0,277	-	-
Świerk							
Stonnggrandes (Norwegia)	1403-1997	114	0,191	201	0,243	-	-
Falkenstein (Niemcy)	1540-1995	110	0,298	189	0,414	429	0,399
Fodara Vedla (Włochy)	1578-1990	99	0,083	191	0,718	-	-
Modrzew							
Pinega 1 (Rosja)	1598-1990	103	0,184	217	0,286	-	-

Ekstrema cyklu 180-letniego (zbliżonego do długości serii instrumentalnych) wielokrotnie powtarzają się w ciągach dendrologicznych sprzed tysiąca czy też kilkuset lat.

Widma rocznych przyrostów drzew rosnących w Europie przedstawiono na rysunkach.. Natomiast parametry sinusoidalnych cykli badanych drzew (Θ – okres, b – amplituda, c – faza, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – statystyka testu Fishera-Snedecora) podano w odpowiednich tabelach.

Prognozy zmian klimatu Europy w XXI wieku

W badaniach zmian klimatu i ich przyczyn ważnym problemem jest wykrycie synchronicznych cykli: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych i cyrkulacji strefowej (wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO*), warunkującej adwekcję mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego. Cykle – to składniki deterministyczne w seriach pomiarowych, umożliwiające prognozowanie zmian klimatu w najbliższych latach.

Nie są jeszcze poznane mechanizmy przenoszenia zmian w Układzie Słonecznym do układu Ziemia – atmosfera (poza stałą słoneczną). Mimo to wykryta okresowość zmiennych klimatologicznych – także około 100 i 180-letnia może być wykorzystana do rekonstrukcji klimatu w ostatnich stuleciach oraz w prognozach w XXI wieku.

Interesujące są wykresy czasowych zmian: aktywności Słońca (liczb Wolfa) i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* wraz z prognozami sięgającymi po rok 2100 (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni, 2004).

Rekonstrukcje i prognozy średniej rocznej temperatury powietrza w wybranych 5 miejscowościach w Europie (spośród 40) otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli (rys. 2-6, tab. 20-24):

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05, według testu F Fishera-Snedecora).

W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do takiego założenia upoważnia 178,9- letni cykl planetarny. Po upływie 178,9 lat powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego (odległości środka masy US od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej siły grawitacji planet). Wykresy zmian liczb Wolfa (i stałej słonecznej) w latach 1700-1879 i 1880-2000 – po upływie 179 lat są prawie przystające. Odstęp czasu między maksimami absolutnymi liczb Wolfa (1778, 1957) wynosi 179 lat. Jest to w przybliżeniu okresowość w sensie matematycznym $f(t + 178,9) = f(t)$.

Przebieg czasowy liczb Wolfa w latach 1700-2100 (maksima główne w latach 1778 i 1957) można otrzymać uwzględniając momenty mas 4. największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) – modulację momentów mas bliższych planet przez dalsze.

Można sądzić, że aktywność Słońca (stała słoneczna) jest kształtowana przez pola grawitacyjne tych planet.

Cykl 180-letni wielokrotnie powtarza się w ciągach chronologicznych paleotemperatury osadów jeziornych sprzed kilkunastu tysięcy lat.

Prognozę Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) w zimie w XXI wieku otrzymano na podstawie wyznaczonych okresów w latach 1826-1997: 2,4; 5,0; 5,8; 7,8; 8,3; 15,5; 21,5; 37,1; 71,5; 105,1 lat. Z nakładania się tych cykli wynika, że podczas zim 2001-2100 można oczekiwać spadku wskaźnika *NAO*, tj. zmniejszenia cyrkulacji strefowej, a więc osłabienia ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego w zimie na klimat Europy (i Polski). Prognozy wskaźnika *NAO* w XXI wieku już przekonują o zbliżającym się naturalnym ochłodzeniu klimatu Europy (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni, 2004).

Istotnym elementem wyników badań jest logiczna zbieżność prognozowanych w XXI wieku tendencji spadkowych: aktywności Słońca (stałej słonecznej), wskaźnika *NAO*, warunkującego łagodność czy też mroźność zim w Polsce, z prognozą samej temperatury powietrza (ochłodzenia w XXI wieku).

Najmroźniejsze zimy w Warszawie (średnie konsekwentne 11-letnie wartości temperatury około -4°C) wystąpią około roku 2050. Będą one nieco łagodniejsze niż na początku XIX wieku, ze względu na coraz większy udział czynników antropogenicznych. Natomiast lata chłodniejsze (średnie konsekwentne 11-letnie około $17,5-18,0^{\circ}\text{C}$) wystąpią wcześniej, w drugiej dekadzie XXI wieku.

Prognozy rocznych przyrostów (szerokości słoju) drzew rosnących w Europie przedstawiają wykresy: sosny, świerka, jodły i dębu przedstawiono na rys. 7-10, tab. 25-28.

Na uwagę zasługują prognozy przyrostów rocznych niektórych drzew po rok 2100. Wykresy prognostyczne ich rocznych przyrostów cechują się głównymi minimami w połowie XXI wieku. W przypadku np. świerka, rosnącego we Włoszech funkcje pro-

gnostyczne $y = f(t)$ uwzględniają istotne statystycznie cykle. Słoję świerka z Falkenstein (1540-1995) cechują się „silnymi” cyklami: 110, 189 i 429 lat – o współczynnikach korelacji (R) 0,30, 0,42 i 0,40 (tab. 19).

Tabela 19. Okresy Θ (lat) szerokości słoików świerków, uwzględnione w prognozach zmian klimatu po rok 2100 (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 19. Cycles of Norway spruce (*Picea abies*) tree ring widths applied in the climate forecast until year 2100; R - multiple correlation coefficient

Falkenstein (Niemcy, 1540-1995)		Fodara Vedla (Włochy, 1598-1990)	
Okres Θ	R	Okres Θ	R
8	0,057	8	0,034
12	0,059	12	0,047
15	0,143	23	0,148
25	0,123	39	0,175
46	0,217	53	0,205
53	0,160	63	0,130
73	0,328	77	0,186
110	0,303	99	0,083
189	0,416	191	0,718
429	0,399		

Metody prognozowania sprawdzono też na przykładzie krótkiej, 30-letniej serii pomiarów w Zamościu z lat 1951-1980 (Stopa-Boryczka, Boryczka 1998). Ekstrapolowanie wartości trendu czasowego – wypadkowej cykli: 3,25; 7,75; 12,6 lat – w latach 1981-1990 (poza przedział aproksymacji 1951-1980) są zbliżone do wyników pomiarów temperatury powietrza w dziesięcioleciu 1981-1990. Na uwagę zasługuje synchroniczność ekstremów wyrównanej temperatury powietrza w Zamościu z minimami i maksymami aktywności Słońca w cyklu 11-letnim. Maksima temperatury powietrza przypadają na daty maksimów plam słonecznych: 1957, 1968, 1979, 1989.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Nie bez znaczenia są prawie przystające proste regresji standaryzowanych wartości aktywności Słońca i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000.

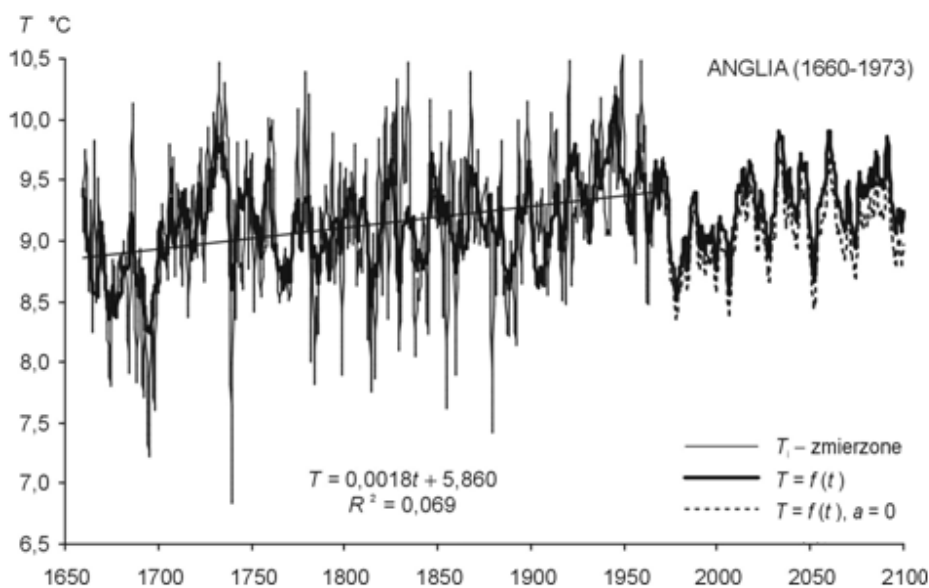
$$W' = 0,0037t - 6,956$$

$$T' = 0,0047t - 8,940$$

Tendencja rosnąca temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, jest po prostu wypadkową nakładania się cykli naturalnych. Na przykład coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o $1,03^{\circ}\text{C}/100$ lat w latach 1779-1990 są efektem nałożenia się kilku okresów: 3,5; 5,5; 8,3; 12,9; 18,0; 38,3; 66,7; 113,1; 218,3 lat. Ich wypadkowa (prosta regresji) wyjaśnia wzrost temperatury powietrza podczas zim o $0,93^{\circ}\text{C}/100$ lat. Na zmienność antropogeniczną przypada zaledwie $0,1^{\circ}\text{C}/100$ lat. Analogiczne coraz cieplejsze zimy w Genewie – $0,05^{\circ}\text{C}/100$ lat, Pradze – $0,25^{\circ}\text{C}/100$ lat są efektem nakładania się cyklicznych wahań temperatury powietrza.

Parametry cykli rocznych przyrostów 4 drzew w Europie przedstawiono w tabelach 25-28. Natomiast zmiany szerokości słoików drzew w odpowiednich przedziałach czasu, wraz z prognozami do roku 2100 ilustrują wykresy na rysunkach 7-10.

Prognozy temperatury powietrza w niektórych miastach Europy w XXI wieku – według interferencji cykli (rys. 2-6, tab. 20-24)



Rys. 2. Zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1673 – prognoza w latach 1974-2100 – rok

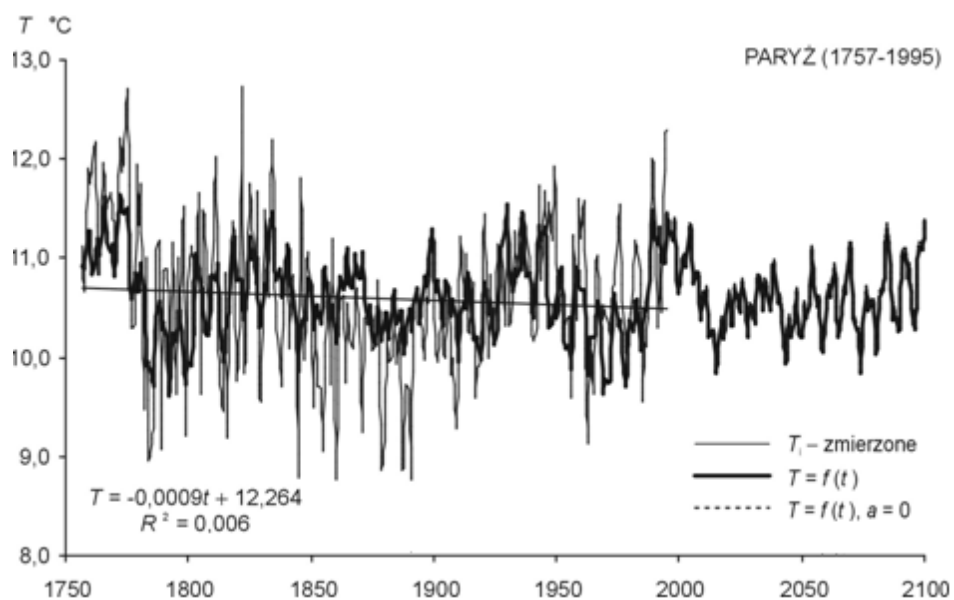
Fig. 2. Changes of air temperature in England in the 1659-1973 years forecasts in years 1974-2100 – year

Tabela 20. Cykle temperatury powietrza w Anglii Środkowej (1660-1973) – rok

Table 20. The cycles of air temperature in Central England (1660-1973) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{\text{obl.}}$
3,1	0,104	-2,4306	0,381	0,123	2,41
5,2	0,102	0,3497	0,381	0,123	2,41
7,4	0,131	-2,6816	0,379	0,143	3,24
11,1	0,098	-0,5946	0,382	0,113	1,99
12,5	0,118	3,0315	0,379	0,143	3,24
15,0	0,158	-1,3052	0,374	0,183	5,36
23,6	0,223	-0,7558	0,364	0,243	9,78
73,3	0,131	-1,8491	0,372	0,196	6,23
103,3	0,184	2,7980	0,355	0,287	13,97
176,7	0,107	1,9763	0,366	0,232	8,88

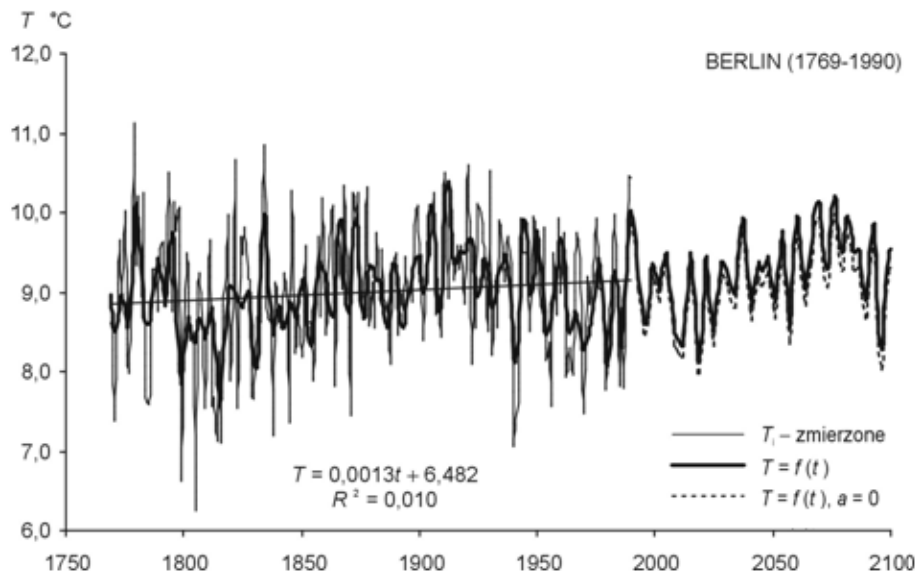
Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji
 Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient



Rys. 3. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 – prognoza w latach 1996-2100 – rok
Fig. 3. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years forecasts in years 1996-2100 – year

Tabela 21. Cykle temperatury powietrza w Paryżu (1757-1995) – rok
Table 21. The cycles of air temperature in Paris (1757-1995) – year

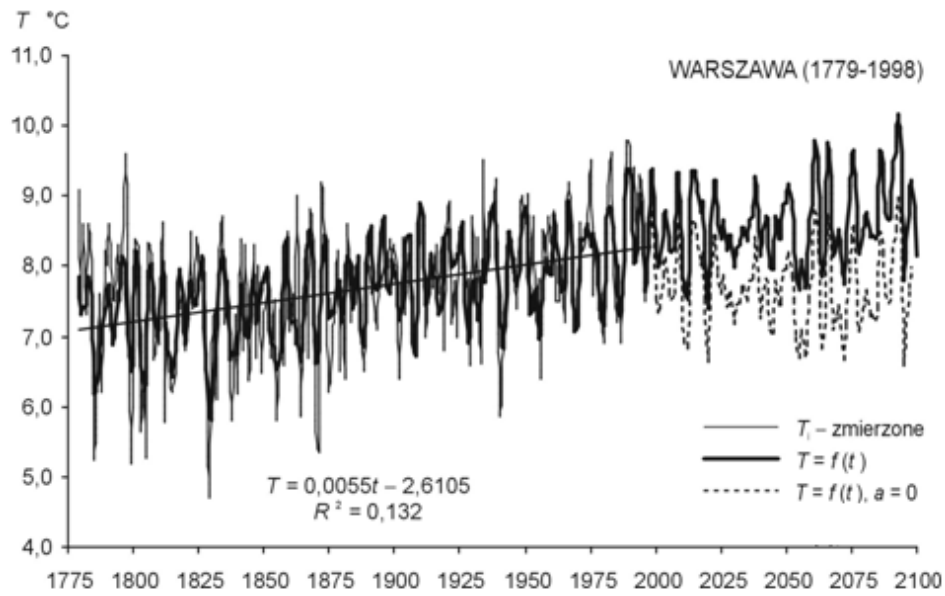
Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
3,1	0,202	-2,2205	0,607	0,181	4,02
7,4	0,243	-3,0115	0,591	0,241	7,34
7,8	0,159	0,2620	0,609	0,172	3,62
15,4	0,173	-0,3084	0,610	0,167	3,42
32,5	0,188	-1,3089	0,608	0,177	3,82
44,5	0,158	3,0322	0,603	0,198	4,83
57,2	0,237	2,2368	0,580	0,275	9,73
81,9	0,191	-1,6416	0,590	0,245	7,55



Rys. 4. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza w latach 1991-2100 – rok
Fig. 4. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years forecasts in years 1991-2100 – year

Tabela 22. Cykle temperatury powietrza w Berlinie (1769-1990) – rok
Table 22. The cycles of air temperature in Berlin (1769-1990) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{\text{obl.}}$
5,5	0,224	-1,5519	0,701	0,193	4,27
6,5	0,167	1,0122	0,711	0,154	2,67
7,8	0,365	0,2263	0,661	0,304	11,19
11,2	0,140	2,6624	0,720	0,106	1,26
12,9	0,144	0,7857	0,712	0,149	2,51
14,0	0,166	0,9752	0,704	0,182	3,79
15,2	0,135	1,7727	0,711	0,154	2,67
41,2	0,246	-0,8792	0,694	0,217	5,43
71,9	0,132	-3,0810	0,715	0,135	2,04
170,4	0,276	0,4297	0,684	0,246	7,11



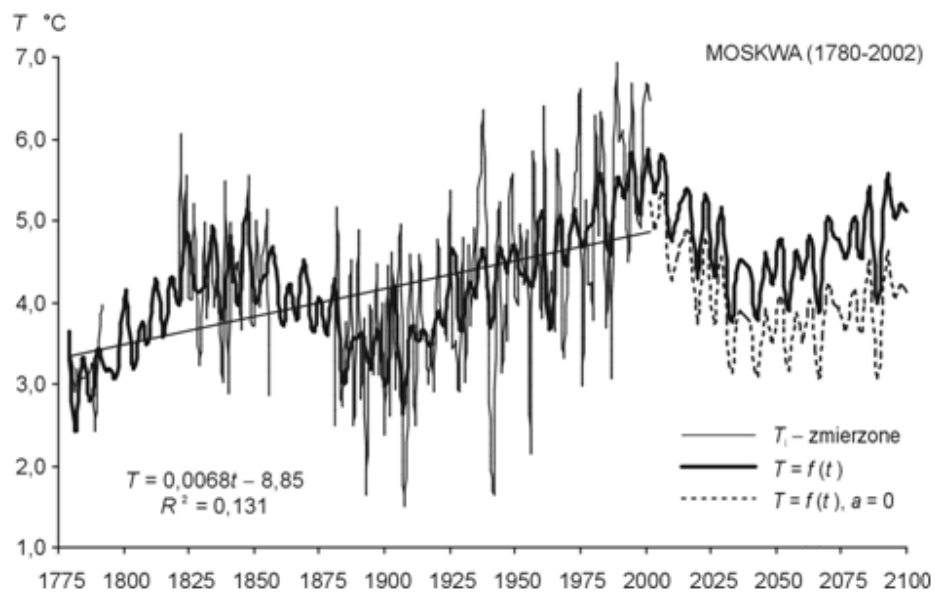
Rys. 5 Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998 – prognoza w latach 2003-2100 – rok

Fig. 5. Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-1998 years forecasts in years 2003-2100 – year

Tabela 23. Cykle temperatury powietrza w Warszawie (1779-1998) – rok

Table 23. The cycles of air temperature in Warsaw (1779-1998) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{\text{obl.}}$
4,0	0,17	-1,7867	0,894	0,129	1,9
4,7	0,24	-1,1160	0,886	0,160	2,9
5,5	0,20	-1,3956	0,884	0,166	3,1
5,7	0,13	2,0082	0,889	0,149	2,5
7,8	0,26	0,1734	0,875	0,194	4,3
11,3	0,17	-0,9419	0,898	0,111	1,4
12,8	0,22	0,0045	0,887	0,156	2,7
14,1	0,20	-0,1194	0,883	0,170	3,3
106,1	0,16	2,1672	0,896	0,120	1,6

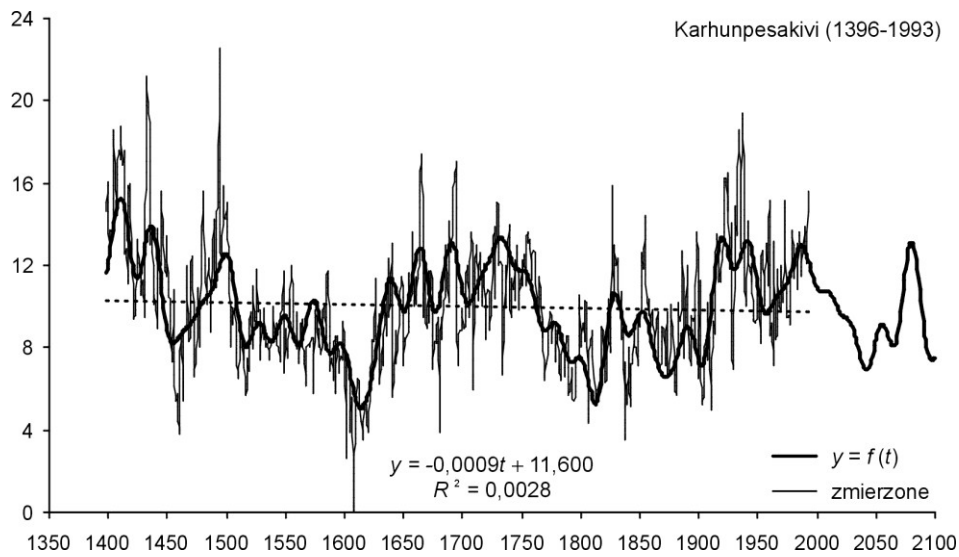


Rys. 6. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1780-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – rok
Fig. 6. Changes of air temperature in Moscow in the 1780-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year

Tabela 24. Cykle temperatury powietrza w Moskwie (1779-2002) – rok
Table 24. The cycles of air temperature in Moscow (1779-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{\text{obl.}}$
5,7	0,263	1,7352	1,236	0,188	3,01
7,0	0,189	1,8224	1,248	0,161	2,19
7,9	0,192	1,5992	1,247	0,164	2,26
11,3	0,233	-0,6399	1,257	0,138	1,59
25,1	0,097	-2,7457	1,253	0,149	1,85
60,2	0,121	0,2890	1,194	0,261	6,00
79,0	0,200	-0,8028	1,254	0,146	1,79
152,3	0,618	1,3101	0,992	0,475	23,91

Prognozy zmian klimatu Europy w XXI wieku według szerokości słoików drzew (rys. 7-10, tab. 25-28)



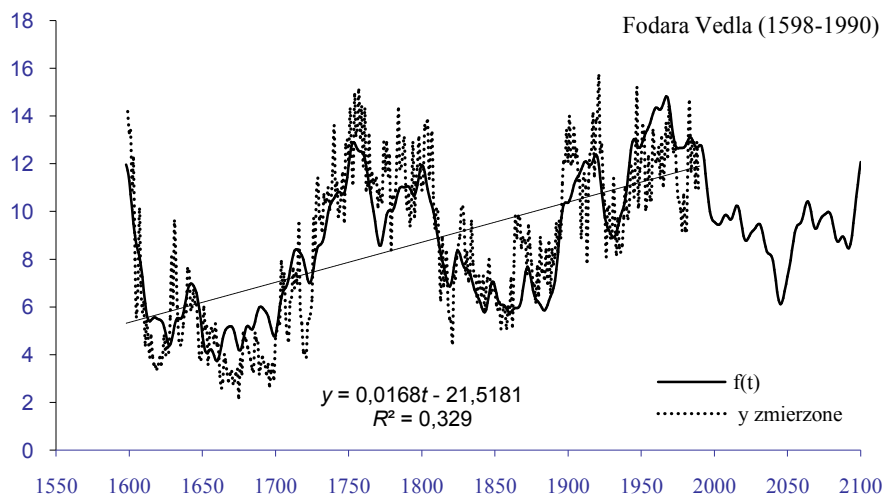
Rys. 7. Zmiany szerokości słoików sosny (*Pinus sylvestris*) w Karhunpesakivi (1398-1993, Finlandia); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 7. Changes of Scots pine (*Pinus sylvestris*) tree ring widths in Karhunpesakivi (1398-1993, Finland); R – multiple correlation coefficient

Tabela 25. Cykle szerokości słoików sosny (*Pinus sylvestris*) w Karhunpesakivi (1396-1993, Finlandia)

Table 25. The cycles of tree ring widths of Scots pine (*Pinus sylvestris*) in Karhunpesakivi (1396-1993, Finland)

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
23	0,546	-0,879	9,098	0,137	5,63
28	0,635	-0,792	9,048	0,155	7,30
32	0,686	1,611	8,935	0,190	11,15
49	0,705	-1,215	9,014	0,166	8,45
72	0,601	2,987	8,898	0,201	12,43
85	1,257	-1,992	8,403	0,306	30,62
107	0,597	-0,273	8,977	0,178	9,71
137	0,546	-0,401	8,977	0,178	9,71
176	0,521	2,805	9,141	0,118	4,21
265	2,021	-1,181	7,070	0,487	92,30



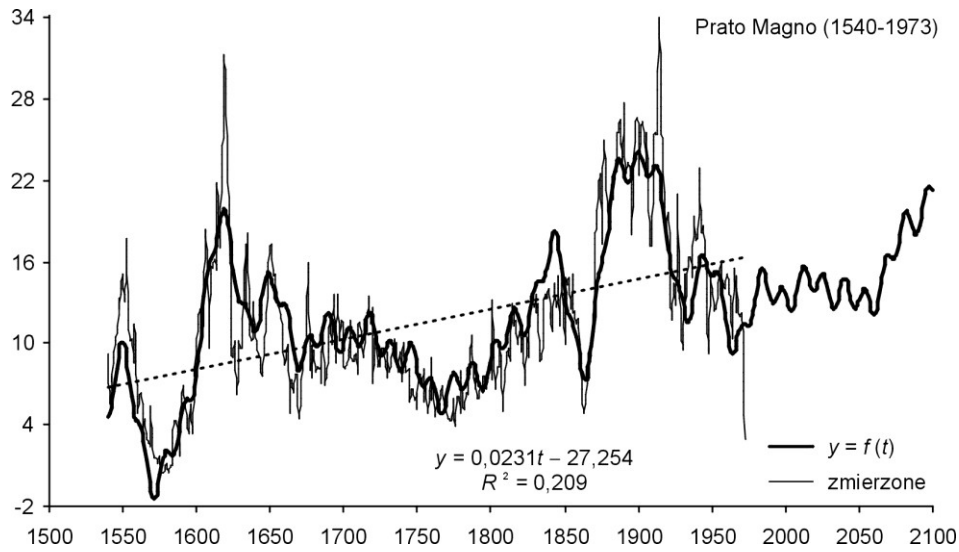
Rys. 8. Zmiany szerokości słoów świerka (*Picea abies*) w Fodara Vedla (1598-1990, Włochy); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 8. Changes of Norway spruce (*Picea abies*) tree ring widths in Fodara Vedla (1598-1990, Italia); R – multiple correlation coefficient

Tabela 26. Cykle szerokości słoów świerka (*Picea abies*) w Fodara Vedla (1598-1990, Włochy)

Table 26. The cycles of tree ring widths of Norway spruce (*Picea abies*) in Fodara Vedla (1598-1990, Italia)

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
8	0,167	1,5612	11,502	0,034	0,23
12	0,281	1,4108	11,490	0,047	0,43
23	0,676	-1,3095	11,265	0,148	4,34
39	0,771	1,6377	11,163	0,175	6,16
53	0,918	1,5109	11,033	0,205	8,53
63	0,317	-0,4174	11,320	0,130	3,37
77	0,606	-2,4669	11,117	0,186	6,99
99	0,246	0,9379	11,436	0,083	1,36
191	2,971	0,0658	5,580	0,718	207,43



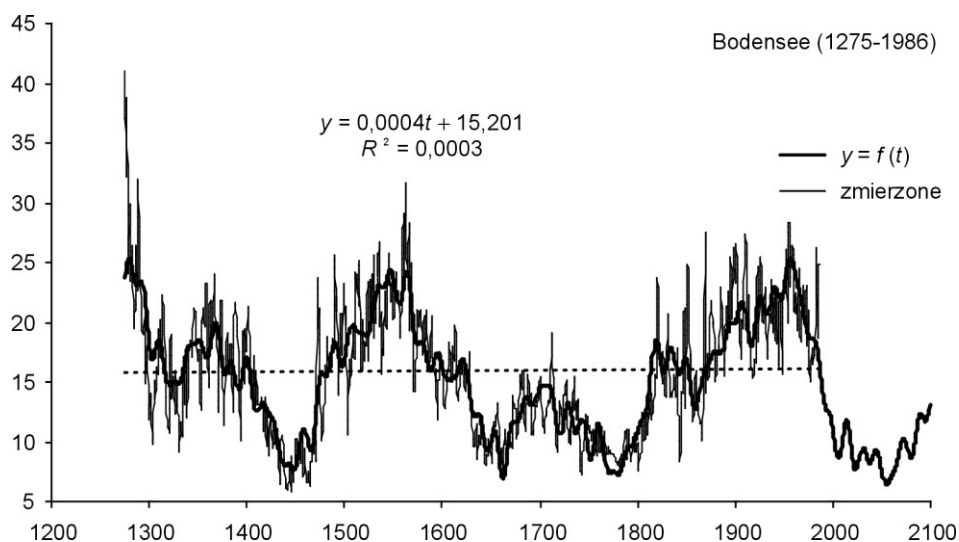
Rys. 9. Zmiany szerokości słoów jodły (*Abies alba*) w Prato Magno (1540-1973, Włochy);
 R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 9. Changes of pine Silver fir (*Abies alba*) tree ring widths in Prato Magno (1540-1973, Italia);
 R – multiple correlation coefficient

Tabela 27. Cykle szerokości słoów jodły (*Abies alba*) w Prato Magno (1540-1973, Włochy)

Table 27. The cycles of tree ring widths of pine Silver fir (*Abies alba*) in Prato Magno (1540-1973)

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
14	1,053	-2,8477	36,036	0,131	3,77
33	1,329	1,6647	35,590	0,171	6,52
37	0,988	3,0825	36,126	0,121	3,23
48	1,145	-1,1204	35,946	0,140	4,32
57	1,554	0,0186	35,088	0,208	9,70
70	1,642	0,8181	34,643	0,235	12,59
94	2,409	-0,3119	31,397	0,379	36,17
134	1,131	0,7681	32,800	0,325	25,41
244	4,255	3,1069	24,521	0,576	106,74



Rys. 10. Zmiany szerokości słoów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986, Holandia); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 10. Changes of Sessile oak (*Quercus petraea*) tree ring widths in Bodensee (1275-1986, Holland); R – multiple correlation coefficient

Tabela 28. Cykle szerokości słoów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986, Holandia)

Table 28. The cycles of tree ring widths of Sessile oak (*Quercus petraea*) in Bodensee (1275-1986, Holland)

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
15	0,711	-0,2804	29,216	0,099	3,48
18	0,665	2,1025	29,250	0,093	3,06
28	0,904	1,9545	29,063	0,122	5,36
68	1,504	2,5454	27,914	0,232	20,18
87	0,621	2,9027	29,160	0,108	4,17
112	1,502	-0,6093	27,692	0,248	23,18
143	1,840	2,8253	28,182	0,212	16,61
197	2,594	2,7352	25,401	0,373	57,24
333	4,464	-2,9926	19,688	0,577	176,72
594	1,691	-0,3380	25,750	0,357	51,66

3.22. Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie

Tom XXII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 332

Jest to druga część syntezy badań studenckich w zakresie zmienności przestrzennej i czasowej klimatu lokalnego miasta, na przykładzie kolejnych 31 prac magisterskich, w tym 5 dotyczących osiedli, zamieszczono już we wcześniejszej publikacji p.t. „*Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*” (2008)

Celem pracy jest określenie zakresu zróżnicowania warunków meteorologicznych i biometeorologicznych w mieście w zależności od charakteru zabudowy i zieleni w osiedlach mieszkaniowych oraz ich lokalizacji w Warszawie, ze szczególnym uwzględnieniem pory dnia i roku.

Badania Zakładu Klimatologii pod kątem wpływu różnego typu zabudowy i zieleni na klimat lokalny w Warszawie przeprowadzono w latach 1959-2007. Obiektami szczególnych zainteresowań stały się osiedla mieszkaniowe położone w różnych dzielnicach miasta, w przybliżeniu na profilu północ-południe: Białoleka Dworska, Chomiczówka, Sady Żoliborskie, Stawki, Szwoleżerów, Wyględów - Olimpijska, Służew nad Dolinką, Kabaty, Jelonki, Śródmieście.

Sporo wyników badań dotyczy zabudowy zwartej w Śródmieściu, z małym udziałem zieleni ze szczególnym uwzględnieniem Śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej *Warszawa-Uniwersytet*.

Uzyskane wyniki własnych dociekań odnoszono najczęściej do danych ze stacji synoptycznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej Warszawa-Okęcie, reprezentującej warunki pozamiejskie – od strony południowo-zachodniej. Zlokalizowana ona jest w strefie najmniejszego oddziaływania miasta na klimat przy przeważających wiatrach z sektora zachodniego. Już wcześniej udowodniono, że stacja ta jest dobrym punktem odniesienia w badaniach modelowych w środkowej Polsce, a nawet w Europie.

Przedstawiono najważniejsze wyniki badań prac magisterskich (udokumentowane licznymi tabelami i wykresami) oraz ich porównaniem z innymi osiedlami o podobnym lub odmiennym charakterze zabudowy. Wyniki badań odnoszono też do najbliższego otoczenia tj. do stacji zakładanych poza osiedlami.

Do ważniejszych zagadnień, które udało się scharakteryzować w pracach magisterskich na podstawie zróżnicowania klimatu lokalnego w Warszawie można zaliczyć:

- Wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach
- Deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy
- Tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska).
- Warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach różnej powierzchni zieleni (Sady Żoliborskie, Stawki, Służew)
- Przemieszczanie się wyspy ciepła pod wpływem wiatru
- Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w Warszawie
- Pionowa stratyfikacja atmosfery w Śródmieściu i na peryferiach

W pracy uwzględniono również wyniki dotychczasowych badań pracowników Zakładu Klimatologii, dotyczące mikroklimatu osiedli mieszkaniowych oraz studia porównawcze.

Najwięcej prac dotyczyło projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białolece Dworskiej, w ramach realizowanego programu rządowego PR-5 (*Kompleksowy rozwój budownictwa mieszkaniowego*) w zadaniu 02.02.03 6 – eksperyment *Białoleka Dworska* (1976-1979). Na podstawie badań specjalistycznych (geologicznych, hydrologicznych, klimatycznych, gleboznawczych, fito- i zoocenotycznych) dokonano oceny środowiska przyrodniczego przeznaczanego pod zabudowę. Ponadto przedstawiono prognozy urbanistyczne zmian środowiska, po wprowadzeniu zabudowy. Pozwoliło to zaprojektowanie optymalnych walorów środowiska przyrodniczego. Do postawienia prognoz zmian klimatu lokalnego w Białolece Dworskiej potrzebna była dotychczasowa wiedza pracowników Zakładu Klimatologii UW, zdobyta podczas prowadzenia badań klimatu Warszawy, zwłaszcza w pracach magisterskich.

SPIS TREŚCI (22)

I.	WPROWADZENIE	9
II.	STAN BADAŃ KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH I PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	13
III.	CHARAKTERYSTYKA I OCENA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH BIAŁOLEKI DWORSKIEJ ORAZ OKREŚLENIE WPŁYWU ZABUDOWY NA ICH ZMIANY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Andrzej GÓRKA, Ewa RYCYWOLSKA, Jerzy BORYCZKA, Jolanta WAWER	21
IV.	WARUNKI KLIMATYCZNE OSIEDLA SZWOLEŻERÓW – WYNIKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	43
V.	WPŁYW ZABUDOWY NA ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW MIKROKLIMATYCZNYCH W OSIEDLACH SADY ŻOLIBORSKIE I SZWOLEŻERÓW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Ewa RYCYWOLSKA	65
VI.	DZIENNE ZMIANY RÓŻNIC TEMPERATURY POWIETRZA MIĘDZY OSIEDLEM Z DUŻYM UDZIAŁEM ZIELENI I TERENEM POZAMIEJSKIM – Bohdan MIERZWIŃSKI	81
VII.	DEFORMACJA PÓL ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH POD WPŁYWEM ZABUDOWY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Bohdan MIERZWIŃSKI, Jolanta WAWER	89
VIII.	ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PRAC MAGISTERSKICH DOTYCZĄCYCH OSIEDLI	95
8.1.	Osiedle Białoleka Dworska	95
8.1.1.	Zmiany dobowe temperatury powietrza w 1977 roku na przykładzie Białoleki Dworskiej (1978) – Małgorzata PANASZ (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	95
8.1.2.	Zmiany dobowe i roczne wilgotności powietrza w Białolece Dworskiej w 1977 r. (1979) – Elżbieta KOWALCZYK-GUTOWSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA- BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	100
8.1.3.	Wpływ podłoża na temperaturę powietrza na przykładzie Białoleki Dworskiej (1979) – Krystyna BĄCZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	106
8.1.4.	Wpływ podłoża na warunki wilgotnościowe w Białolece Dworskiej (1979) – Celina BOUŻYK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	111
8.1.5.	Wpływ pogody na zróżnicowanie warunków odczuwalnych osiedla mieszkaniowego na przykładzie Białoleki Dworskiej (1979) – Wiesława DYBCZYŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	116
		259

8.1.6.	Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb budownictwa w Białolecie Dworskiej (1979) – Anna PIORUŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	118
8.1.7.	Ogólna charakterystyka bioklimatu okolic Białoleki Dworskiej za okres 1961-1970 (1979) – Krystyna KOWALIK-BIAŁOWOLSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	122
8.2.	Osiedle Chomiczówka	132
8.2.1.	Warunki termiczne osiedla Chomiczówka w Warszawie (1994) – Anna KAZUBEK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	132
8.3.	Osiedle Sady Żoliborskie	141
8.3.1.	Warunki bioklimatyczne w osiedlu Sady Żoliborskie (1989) – Irma KIJOWSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	141
8.3.2.	Warunki odczuwalne osiedli warszawskich o dużym udziale i strukturze zieleni (1991) – Grażyna DUDZICKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	147
8.4.	Osiedle Stawki	155
8.4.1.	Mikroklimat osiedla „Stawki” w Warszawie (1986) – Walentyna LEONIUK, (opiekun naukowy: Maria STOPA- BORYCZKA)	155
8.4.2.	Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1988) – Anna ANDRZEJEWSKA-MAMCZAREK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	164
8.5.	Osiedle Szwoleżerów	169
8.5.1.	Mikroklimat osiedla Szwoleżerów w Warszawie (1988) – Urszula SZCZEŚNIAK (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	169
8.6.	Osiedle Wyględów-Olimpijska	174
8.6.1.	Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich Sady Żoliborskie i Olimpijska (1988) – Barbara GAWRYŚ (opiekun naukowy: Maria KOPACZ- LEMBOWICZ)	174
8.7.	Osiedle Służew nad Dolinką	182
8.7.1.	Mikroklimat osiedla Służew nad Dolinką w Warszawie (1988) – Maria WACŁAWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	182
8.7.2.	Warunki termiczne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1987) – Monika ŻOŁNIEROWICZ-KASPRZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	186
8.7.3.	Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich (1988) – Grzegorz GRABOWSKI (opiekun naukowy: Maria. STOPA-BORYCZKA)	193
8.8.	Osiedle Kabaty	197
8.8.1.	Wpływ zabudowy na warunki termiczno-wilgotnościowe (2007) – Aleksandra BŁASZCZYK, (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	197
8.9.	Osiedle Przyjaźń – Jelonki	205
8.9.1.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/70 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	205
8.9.2.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku (1971) – Barbara KLEMENTYS (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	213
8.10	Śródmieście Warszawy	221
8.10.1.	Stratyfikacja temperatury powietrza w warstwie do 130 m nad poziomem podłoża w śródmieściu Warszawy (na podstawie badań otoczenia Pałacu Kultury i Nauki w 1960) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK	221
8.10.2.	Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970 (1992) – Bożena MOSAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	225
8.10.3.	Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w centrum Warszawy (1990) – Lesław KIJOWSKI (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	229
8.10.4.	Wpływ zabudowy na pola zmiennych meteorologicznych w Warszawie (1989) – Hanna KRAJEWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	233
IX	ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE W ZALEŻNOŚCI OD LOKALIZACJI OSIEDLI	245

9.1.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy w miesiącach letnich (1994) – Renata ROMAŃSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	245
9.2.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód (1994) – Dorota PRZYBYŁKOWSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	254
9.3.	Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie (1997) – Katarzyna GULA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	260
9.4.	Warunki odczucia termicznego w Warszawie (1990) – Robert WAKER (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	270
X	KLIMAT LOKALNY ULIC I PLACÓW W WARSZAWIE	277
10.1.	Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. I. Temperatura (1972) – Grażyna KORCYL (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Urszula KOSSOWSKA)	277
10.2.	Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. III. Zachmurzenie i prężność pary wodnej (1972) – Marek ZAKRZEWSKI, (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	286
10.3.	Wpływ zieleni na warunki termiczno-wilgotnościowe na przykładzie obserwacji w Warszawie w lipcu 1972 r. (1977) – Tomasz ŻUŁKOWSKI (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	290
XI.	INFLUENCE OF THE CITY ON FIELD OF METEOROLOGICAL VARIABLE – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA	293
XII.	POSITIVE AND NEGATIVE EFFECTS OF THE URBAN HEAT ISLAND IN WARSAW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA	299
XIII.	THE APPLICATION-ORIENTED CHARACTER OF THE REPORTS ELABORATED AT THE DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY CONCERNING URBAN CLIMATE – Maria KOPACZ-LEMBOWICZ	309
XIV.	ZAKOŃCZENIE	319
	LITERATURA	329

Ważniejsze wyniki badań

Ważnym eksperymentem naukowym był udział Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w programie Rządowym PR-5 p.t. *Ekofizjograficzne podstawy kształtowania środowiska Białoleka Dworska (1979, 1980, 1982)*. Założeniem tego eksperymentu było przeprowadzenie kompleksowych badań środowiska przyrodniczego, w tym badań klimatycznych, przed powstaniem osiedla, w trakcie jego budowy i po jej zakończeniu. Projektantem osiedla Białoleka Dworska była prof. H. Skibniewska, autorka projektów osiedli Sady Żoliborskie i Szwoleżerów, gdzie przez kolejne 3 lata Zakład Klimatologii prowadził badania mikroklimatyczne. Niestety projekt zakończył się na pierwszym etapie badań. Mimo to praca przyniosła poważne osiągnięcia w zakresie metod badań i opracowań klimatologicznych na potrzeby urbanistów przy projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych.

Celem pracy jest przedstawienie charakterystycznych cech klimatu lokalnego Białoleki Dworskiej oraz prognozowanie zmian po wprowadzeniu zabudowy.

W wyniku analizy wieloletnich (1951-1970) materiałów obserwacyjnych z dwóch stacji meteorologicznych Bielany i Legionowo, stwierdzono pewne osobliwe cechy klimatu lokalnego Białoleki Dworskiej. Ujawniły się one także przy porównaniu synchronicznych obserwacji meteorologicznych, prowadzonych w Białolece i na sąsiednich stacjach IMGW w okresie od października 1976 r. do sierpnia 1978 r.

Białółka Dworska wyróżnia się przede wszystkim znacznie większą częstością małych prędkości wiatru i cisz, których jest przeciętnie o 20-30% więcej niż na pozostałych stacjach oraz większymi wahaniami dobowymi temperatury i wilgotności powietrza.

Zagęszczona sieć punktów pomiarowych (w okresie 3-letnim - 4 stanowiska, w lipcu 1977 i 1978 – 7 stanowisk) umożliwiła uchwycenie przestrzennego zróżnicowania klimatu lokalnego na terenie projektowanego osiedla mieszkaniowego, jak również poznanie dynamiki procesów atmosferycznych, zachodzących w przygruntowej warstwie powietrza.

Z przestrzennego rozkładu temperatury, wilgotności powietrza, prędkości wiatru a także warunków odczucia ciepła wynika, że na terenie przeznaczonym pod zabudowę można wyróżnić dwa obszary, różniące się dynamiką procesów atmosferycznych. Północna i północno-wschodnia część terenu o podłożu piaszczystym jest cieplejsza w ciągu dnia a chłodniejsza nocą oraz suchsza i bardziej zaciszna w stosunku do południowej i południowo-zachodniej. Zróżnicowanie rzeźby, ekspozycji, rodzaju podłoża, pokrycia terenu szatą roślinną itp. warunkuje lokalną cyrkulację powietrza. W dzień, przy powierzchni ziemi, występuje poziomy ruch powietrza znad terenów chłodniejszych ku cieplejszym wydmom. W nocy zaś kierunek przepływu powietrza jest przeciwny – wychłodzone powietrze z piaszczystych wydm spływa na obszar tarasu madowego. Ma to istotne znaczenie ze względu na słabe przewietrzanie terenu.

Uwzględniając zależność pionowej i poziomej wymiany ciepła i pary wodnej od rzeźby, pokrycia terenu, rodzaju podłoża, dokonano również próby określenia wpływu zabudowy na zmianę warunków meteorologicznych w projektowanym osiedlu. Prognoza uwzględnia zarówno oczekiwane zmiany rozkładu przestrzennego elementów meteorologicznych: temperatury, wilgotności powietrza, opadów, jak i zmiany lokalnej cyrkulacji powietrza.

Wprowadzenie zabudowy spowoduje przede wszystkim zmianę pola temperatury powietrza. Chłodniejszy dotychczas obszar tarasu madowego po zabudowie będzie cieplejszy od tarasu wydmorego. Wywoła to zmianę lokalnej cyrkulacji powietrza. Podczas cisz i przy wiatrach o małych prędkościach, napływać będzie na teren osiedla świeże powietrze z terenów niezabudowanych. Ten lokalny ruch powietrza ku osiedlu, uwarunkowany poziomym gradientem temperatury, będzie największy w godzinach wieczornych. W celu zapewnienia właściwej wentylacji osiedla w ciągu dnia, wydaje się konieczne zwiększenie intensywności, pionowego, turbulencyjnego ruchu powietrza. Można to osiągnąć przez wprowadzenie zabudowy o różnej wysokości, zróżnicowanie elewacji budynków i odpowiedni rozkład zieleni osiedlowej, czyli wprowadzenie powierzchni kontrastowych, posiadających odmienne właściwości cieplne.

Do prac bezpośrednio związanych z realizacją projektu budowy osiedla mieszkaniowego w Białółce Dworskiej należą wyniki badań meteorologicznych z osiedli warszawskich: Sady Żoliborskie i Szwoleżerów. Jako przykłady wybrano zabudowę kwatrową i ulicową oraz zespół wysokich wieżowców. Należy jeszcze dodać, że na całym osiedlach jak i w ich otoczeniu duży procent powierzchni zajmuje zieleń (trawniki, krzewy oraz zespoły drzew). Wyniki badań eksperymentalnych tego typu są niezbędne do prognozy zmian klimatu lokalnego wewnątrz i na zewnątrz osiedla przez projektowaną zabudowę.

Szczegółowa analiza warunków mikroklimatycznych w osiedlach mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów w Warszawie wykazała wyraźny ich związek z układem zabudowy, wysokością budynków, ekspozycją w stosunku do Słońca oraz rodzajem podłoża.

Układ zabudowy warunkujący przewietrzanie osiedla w zależności od kierunku wiatru ma największy wpływ na zróżnicowanie warunków odczuwalnych.

Warunki odczuwalne jako cieplejsze stwierdzono w zabudowie kwaterowej oraz w miejscach zacisznych, osłoniętych od wiatru. Nie oznacza to, że zawsze są to warunki lepsze dla człowieka. Zależy to bowiem od pogody w określonych porach roku. W ciepłej porze roku, w dni gorące będą to warunki gorsze od panujących w innych częściach osiedla. Natomiast w dni chłodne, a szczególnie wietrzne warunki odczuwalne będą tam korzystne.

Miejsca zaciszne zarówno w obrębie zabudowy kwaterowej, jak i ulicowej nie są stałe – zmieniają się zależnie od kierunku i prędkości wiatru.

W przerwach między budynkami występuje na ogół większa prędkość wiatru (efekt tunelowy), co najbardziej ujawniło się w okresie badań (przy kierunku południowo-zachodnim SW) w rejonie wieżowców przy ulicy Stołecznej oraz w alejce prowadzącej do wnętrza kwatery.

Wysokość budynków ma znaczny wpływ na prędkość wiatru. Wysoka zabudowa potęguje „efekt tunelowy”.

Wpływ rodzaju podłoża (asfalt, beton, trawnik, grunt) na zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych zależy przede wszystkim od nasłonecznienia i zacienienia powierzchni czynnej. Efekt operacji słonecznej zmienia się w ciągu dnia i dlatego trudno jest znaleźć w osiedlu mieszkaniowym takie fragmenty, które ze względu na charakter podłoża wyróżniają się jako zdecydowanie cieplejsze lub chłodniejsze.

Związane jest to również z tym, że wielkość powierzchni o określonym podłożu – sztucznym czy też naturalnym nie jest duża i bardzo rozczłonkowana.

Zmiany przestrzenne warunków mikroklimatycznych na terenie osiedla mieszkaniowego zależą również od typu pogody i pory dnia. Mianowicie, przy pogodzie słonecznej zróżnicowanie poszczególnych parametrów meteorologicznych jest znacznie większe niż przy pochmurnej. Z kolei w terminach południowych i popołudniowych jest ono większe niż w godzinach rannych.

Zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych, jakie stwierdzono wewnątrz osiedli mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów, jak również wynikające z porównania wnętrza osiedla z terenami otaczającymi, wydaje się korzystne. Wywołuje ono mikroruchy powietrza, które przyczyniają się do zmniejszenia zanieczyszczeń w przyziemnej warstwie powietrza.

Place zabaw dla dzieci na terenie osiedla mieszkaniowego powinny być projektowane w kilku wariantach i o różnej nawierzchni, osłonięte przed wiatrem, nasłonecznione lub zacienione i w otwartym terenie - dobrze przewietrzane, po to aby stworzyć możliwość wyboru określonego placu zabaw o najlepszych warunkach odczuwalnych w zależności od pogody.

Uzyskane wyniki badań dotyczą pory letniej o określonym typie pogody. W innych porach dnia i przy innych sytuacjach pogodowych zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych na terenie osiedli mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów może być nieco odmienne.

Niezależnie od wymienionych szeroko zakrojonych prac, związanych z eksperymentem „Białolęka Dworska” Zakład Klimatologii prowadził liczne badania na terenie Warszawy, realizowane głównie w ramach studenckich ćwiczeń terenowych. Badania te obejmowały różne osiedla warszawskie, różniące się przede wszystkim typem zabudowy i udziałem zieleni, takie jak: Sady Żoliborskie, Osiedle Szwoleżerów, Stawki, Cho-

miczówka, Służew nad Dolinką, osiedle willowe na Mokotowie (Wyględów) oraz wybrane fragmenty Śródmieścia (rozdz. 8 i 9). Przeprowadzono też badania profilowe przez miasto: północ-południe, wschód-zachód. Wyniki tych badań były głównie opracowane w ramach prac magisterskich zamieszczonych w niniejszej publikacji. Obiekty badawcze (profile i punkty pomiarowe przedstawiono na rys. 1 (rozdz. 2). W prezentowanym opracowaniu zamieszczono też najważniejsze wyniki badań mikroklimatycznych w Warszawie na przykładzie wybranych ulic i placów (rozdz. 10).

Do ważniejszych zagadnień, które udało się scharakteryzować w pracach magisterskich na podstawie zróżnicowania klimatu lokalnego w Warszawie można zaliczyć:

Wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach

Zagadnienie to najlepiej przedstawiono w pracy magisterskiej **A. Andrzejewskiej-Mamczarek (1988)** Przestrzenne zróżnicowanie temperatury efektywnej pozwoliło wydzielić w osiedlach miejsca o bardziej lub mniej korzystnych warunkach odczuwalnych. W osiedlu Stawki najlepsze warunki odczuwalne w pełni lata występowały w ciągu całego dnia po zewnętrznej stronie bloków o ekspozycji północnej oraz między blokami. Natomiast obszary szczególnie niekorzystne dla organizmu człowieka położone były głównie w południowo-wschodniej części osiedla, z tym że zmieniały się one nieco w zależności od pory dnia. W serii porannej były to tereny o ekspozycji wschodniej, południowo-wschodniej i południowej, w godzinach południowych – tereny o ekspozycji południowo-wschodniej i południowej, południowo-zachodniej) oraz obszar pozaosiedlowy, zaś w serii wieczornej – o ekspozycji południowo-zachodniej Dokładna analiza rozkładu temperatury efektywnej w zależności od oświetlenia, została przeprowadzona na tym osiedlu w oparciu o trzy kolejne słoneczne, pogodne dni.

Deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy

Charakterystyczne cechy pola wiatru w osiedlu o zabudowie wysokiej, luźnej i częściowo zamkniętej wykazano w pracy magisterskiej **G. Grabowskiego (1988)**. Do najważniejszych stwierdzeń należą:

Sterowanie wiatru przez ściany długich budynków, niezależnie od kierunku napływu głównego strumienia powietrza. W jednym z punktów pomiarowych, położonym w bezpośredniej bliskości budynku o długości ok. 170 m, wiatry równoległe do jego ściany czołowej stanowiły aż 77% obserwacji, natomiast wiatry prostopadłe do niej tylko 3%.

Jednokierunkowy przepływ powietrza w „korytarzach” pomiędzy równoległe stojącymi budynkami. Wiatry zgodne z ich osią podłużną stanowią powyżej 40-50% ogółu obserwacji, zaś prostopadłe do tej osi nie są wcale notowane.

Duże wahania kierunków wiatru po zawiętrznej stronie budynku, zwłaszcza od strony wnętrza osiedla. Przeważają wtedy powrotne prądy powietrza (50-70), z kierunków przeciwnych w stosunku do napływającego wiatru (turbulencja).

Wzrost prędkości wiatru (względem otoczenia) w pobliżu narożników wysokich budynków. W punkcie narożnym, położonym na północnym skraju osiedla, występują największe prędkości wiatru, niezależnie od kierunku napływu głównego strumienia powietrza. Wynoszą one średnio 3,3 m/s przy prędkości 2,3 m/s w punkcie zewnętrznym.

Przyspieszenie strumienia powietrza w „korytarzach” między budynkami przy wiatrach o kierunkach zgodnych z ich osią podłużną (o 25-50%).

Spadek prędkości wiatru we wnętrzu osiedla. Największy spadek występuje w swoistych niszach, szczelnie osłoniętych z dwu stron przez ściany budynku – do 1,2 m/s (gdy w danych warunkach ściany te bezpośrednio osłaniają od wiatru, jego prędkość spada nawet do 0,6 m/s).

Małe prędkości wiatru (średnio 1,2-1,5 m/s) występują także w bezpośredniej bliskości ścian najdłuższych budynków, zwłaszcza od ich strony zawietrznej (0,4-0,9 m/s).

Uzyskane wyniki są reprezentatywne dla miesięcy letnich, kiedy występują najmniejsze w ciągu roku prędkości wiatrów

Tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska)

Deformację pól zmiennych meteorologicznych można badać nie tylko w skali całego miasta i wybranych jego dzielnic, lecz także w osiedlach mieszkaniowych, co ma istotne znaczenie np. przy planowaniu zieleni miejskiej (Stopa-Boryczka, Kopacz-Lembowicz, Boryczka 1986). Próbę rozwiązania tego problemu pokazano na przykładzie 3 osiedli mieszkaniowych Warszawy: o zabudowie wysokiej blokowej, luźnej (Stawki, Służew nad Dolinką) i niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (w rejonie ulic Olimpijskiej i Raclawickiej). Podstawą opracowania są prace magisterskie dotyczące poszczególnych osiedli (**W. Leoniuk 1986, M. Żolnierowicz-Kasprzyk 1987, G. Grabowski, M. Waclawska 1988 i inni**).

W celu określenia cech termicznych mikroklimatu osiedli mieszkaniowych skorelowano dane z punktów pomiarowych zlokalizowanych w osiedlach i na ich peryferiach. Zależność miejskiej wyspy ciepła (różnice temperatury powietrza między osiedlem i otoczeniem ΔT) od temperatury powietrza otoczenia T charakteryzują współczynniki korelacji r :

Pora	Stawki	Służew	Olimpijska
Rano	-0,75	-0,70	-0,62
Południe	-0,15	-0,45	-0,52
Wieczór	-0,95	-0,99	-0,81

Powietrze w osiedlach o zabudowie wysokiej, blokowej, takich jak Służew nad Dolinką czy Stawki, nagrzewa się z „intensywnością” o $0,2^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$ mniejszą niż otoczenie, co oznacza, że przy wzroście temperatury otoczenia o 1°C osiedle ogrzewa się tylko $0,8^{\circ}\text{C}$ i wtedy staje się chłodniejsze w stosunku do otoczenia.

Poranny proces nagrzewania powietrza w osiedlu o zabudowie niskiej, willowej, z dużym udziałem zieleni w rejonie ulicy Raclawickiej i Olimpijskiej przebiega inaczej. Współczynniki regresji przyjmują wartości bliskie zeru.

Wpływ różnego typu zabudowy jeszcze silniej zaznacza się w procesie wieczornego wychładzania. Powietrze w kompleksie wysokich budynków osiedli Służew i Stawki wychładza się z „intensywnością” mniejszą o $0,4-0,3^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$, a zatem spadkowi temperatury poza osiedlem o 1°C odpowiada spadek o $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$ w osiedlu, które w wyniku tego staje się cieplejsze od otoczenia. W niskiej zabudowie osiedla przy ulicy Olimpijskiej wychładzanie przebiega bardziej intensywnie i spadkowi temperatury na zewnątrz osiedla o 1°C odpowia-

da 0,9°C w osiedlu. Proces wychładzania w osiedlach Stawki i Służew nad Dolinką przebiega ze średnią intensywnością równą 0,4°C/h, podczas gdy w osiedlu Olimpijska 0,1°C/h. Z rysunku można odczytać termin pojawiania się „osiedlowej wyspy ciepła”, tj. momentu pojawiania się dodatnich różnic temperatury powietrza. Na osiedlach Służew nad Dolinką i Stawki „wyspa ciepła” pojawia się później niż w luźno zabudowanym osiedlu domków jednorodzinnych z zielenią, lecz cechuje się mniejszą różnicą ΔT .

Warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach o różnej powierzchni zieleni (Sady Żoliborskie, Stawki, Służew)

Próbie rozwiązania tego problemu przedstawiono w pracy magisterskiej **G. Dudzickiej (1991 r.)**. Z przeprowadzonych badań w trzech warszawskich osiedlach wynika, że zieleń osiedlowa w okresie lata nie zawsze modyfikuje klimat i bioklimat lokalny w kierunku korzystnym dla człowieka. Warunki klimatyczne kształtują się pod wpływem wielu czynników, których efekty często nie dają się oddzielić. W tej pracy w takim związku były zabudowa i roślinność. Z oszacowań oddziaływań obu tych czynników wynika, że rola zieleni w osiedlach, nawet tam gdzie przeważa ona w strukturze zagospodarowania terenu, jest mniejsza niż wpływ na klimat lokalny zabudowy i powierzchni sztucznych. Ponadto wpływ zieleni podlega nieustannym zmianom wywołanym choćby przez rozwój już istniejącej szaty roślinnej. W założeniach celem pracy było określenie sytuacji mikro- i bioklimatycznej tych osiedli tj. zbadanie wpływu tylko jednego czynnika klimatycznego w obrębie zabudowy – jakim jest roślinność.

Przemieszczanie się wyspy ciepła pod wpływem wiatru

Zjawisko to najlepiej przedstawiają prace magisterskie, dotyczące zróżnicowania klimatu lokalnego na profilach: wschód-zachód (D. Przybyłkowska 1994) i północ-południe (R. Romańska 1994). W pracy **D. Przybyłkowskiej** stwierdzono związek między kierunkiem wiatru a natężeniem i zróżnicowaniem przestrzennym miejskiej wyspy ciepła. Udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania wyspy ciepła w zależności od kierunku wiatru. Przy wietrze południowo-wschodnim stwierdzono występowanie wyspy ciepła w śródmieściu i zachodnich punktach profilu, natomiast przy wietrze południowo-zachodnim wyspa ciepła poza Śródmieściem zaznaczyła się we wschodnich punktach profilu, a więc tam gdzie napływało powietrze o cechach najbardziej zmienionych przez miasto.

Najbardziej interesującym fragmentem pracy **R. Romańskiej** jest analiza wpływu kierunku wiatru na różne elementy meteorologiczne. Mimo tak krótkiego okresu obserwacyjnego udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania się wyspy ciepła i jej zmian przestrzennych w zależności od kierunku napływu powietrza. Największe różnice w rozkładzie elementów meteorologicznych wystąpiły przy północnym i północno-zachodnim napływie powietrza. W centralnych obszarach Warszawy bardzo wyraźnie zaznaczało się wówczas podwyższenie temperatury, obniżenie wilgotności powietrza i osłabienie prędkości wiatru. Przy wietrze z południo-zachodu na całym terenie badań zaznaczyło się obniżenie temperatury i podwyższenie wilgotności w stosunku do stacji peryferyjnej Warszawa-Okecie.

Wyraźnie zostało również uchwycone zjawisko przesuwania się wyspy ciepła. Podczas ruchu powietrza z południo-wschodu „obszar” o podwyższonej temperatury na terenie miasta zaznaczył się około 3 godzin wcześniej niż przy wietrze z północno-zachodu. Obejmował on tereny śródmieścia i północno-zachodniej Warszawy – rejon zawietrzny – i tu

najszybciej następował jego rozwój. Przy północno-zachodnim wietrze wyspa ciepła przesunięta była ku południowo-wschodnim rejonom Warszawy, gdzie wykazywała także największe natężenie i tempo zmian.

Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w Warszawie

Z dotychczasowe badań wynika, że każdy typ zabudowy wywiera swoisty wpływ na klimat lokalny i warunki odczuwalne. Wniosek ten potwierdzają wyniki badań w pracy magisterskiej **K. Guli (1907)**. Osiedla o zwartej zabudowie odznaczały się najbardziej niekorzystnymi warunkami dla dobrego samopoczucia człowieka, w cieplej porze roku, zaś najlepszymi w chłodnych porach roku. W lipcu prawie przez całą dobę utrzymywało się odczucie przegrzania. Szczególnie uciążliwa sytuacja powstała w osiedlach o zamkniętej zabudowie, ponieważ najdłużej utrzymywał się w nich stan gorąca. Podczas słonecznej pogody w osiedlu śródmiejskim panowała bardzo wysoka temperatura efektywna, przy wysokiej wilgotności względnej, co przyczyniło się do powstania odczucia parności. Przy pochmurnej pogodzie w osiedlu tym było najchłodniej.

Osiedla o gęstej zabudowie charakteryzowały się najmniejszym tempem wzrostu temperatury efektywnej, z powodu zacienienia i powolnego nagrzewania ścian budynków. Obserwowano w nich ponadto najbardziej powolny spadek wartości wskaźnika bioklimatycznego. W lipcu wyraźne obniżenie tej wartości zanotowano dopiero około godziny 24.00. W osiedlach o znacznym udziale roślinności mieszanej wychładzanie przebiegało szybciej, niż w miejscach jej pozbawionej.

W zwartych, zamkniętych osiedlach najwyraźniej zaznaczył się efekt konserwujący, ponieważ były one najcieplejsze przez całą noc. Obserwowano w nich najmniejszą zmienność temperatury efektywnej w ciągu doby (6°TE). Osiedla zamknięte również w chłodnych porach roku były najcieplejsze i rzadziej dochodziło w nich do przechłodzenia organizmu ludzkiego, niż w osiedlach otwartych. Notowano w nich bardzo małe prędkości wiatru. Potwierdza to tezę zawartą m.in. w pracy J. Fortini (1985), że w zamkniętych osiedlach dochodzi do stagnacji powietrza.

W osiedlach o zabudowie częściowo zamkniętej, dzięki powolniejszemu nagrzewaniu i większym prędkościom wiatru niż w osiedlach zamkniętych, rzadziej występowało odczucie gorąca. W osiedlach tych najwyraźniej zaznaczyło się pionowe zróżnicowanie warunków odczuwalnych. Przy powierzchni ziemi dłużej, niż na wysokości 1,5 m, utrzymywało się przegrzanie, a krócej – komfort termiczny. Słabo przewietrzany przez całą dobę, a szczególnie w nocy.

Osiedla o zabudowie luźnej posiadają cechy przejściowe, między gęstą zabudową miejską, a terenami pozamiejskimi. Występowały w nich duże wahania dobowe temperatury efektywnej, a dzięki temu zmienność odczuć podobna jak w miejscowościach podwarszawskich. Mieszkańcy tych osiedli dłużej, niż w innych częściach miasta, przebywali w warunkach komfortu, a rzadziej odczuwali przegrzanie (o około 20%). W godzinach rannych występowały tam warunki przechłodzenia.

Osiedla o luźnej zabudowie, oprócz punktów najlepiej przewietrzanych, odznaczały się dużym przyrostem temperatury efektywnej. W godzinach przedpołudniowych zapanowały w nich warunki przegrzania, które utrzymywały się o około 5 godzin krócej niż w osiedlach zwartych. Dzięki wcześniejszemu i bardziej intensywnemu spadkowi temperatury efektywnej w obrębie zabudowy luźnej, odczucie gorąca utrzymywało się przez krótszy czas.

Mieszkańcy osiedli o luźnej zabudowie najdłużej odczuwali komfort termiczny. Te korzystne warunki zapanowały w późnych godzinach wieczornych i utrzymywały się o około 4 godziny dłużej niż w osiedlach o zabudowie zwartej.

Warunki odczuwalne w tego typu osiedlach były w znacznym stopniu kształtowane przez wiatr. Przyczynił się on do zmniejszenia dyskomfortu spowodowanego przegrzaniem, przyspieszył i zwiększył tempo wychładzania osiedli oraz zatarł pionowe zróżnicowanie temperatury efektywnej. Chłodzące działanie ruchu powietrza najbardziej zaznaczało się w osiedlach otwartych i miejscach położonych przy szerokich ulicach. Przeprowadzone badania potwierdziły informacje zawarte w pracach K. Kłysika (1984) i J. Lewińskiej (1991), z których wynika, że wysoka zabudowa punktowa zwiększa prędkości wiatru, a kierunek ulic zgodny z kierunkiem wiatru sprzyja powstawaniu „efektu tunelowego” i „opływu”. Zwiększone przewietrzanie tych osiedli w cieplej porze roku wpłynęło pozytywnie na odczucia termiczne ludzi, zaś w chłodnych porach roku miało znaczenie negatywne, ponieważ warunki chłodu i zimna utrzymywały się długo i były bardziej dotkliwe dla człowieka. Punkty położone na obrzeżach osiedli w największym stopniu przypominały punkty podmiejskie. W takich miejscach panowały najlepsze warunki odczucia termicznego ludzi dorosłych i dzieci, gdyż komfort termiczny utrzymywał się latem nawet przez 28% doby, stosunkowo krótko obserwowano warunki przegrzania, a prawie w ogóle nie wystąpiło przechłodzenie. Warunki odczucia ciepła były tu w mniejszym stopniu kształtowane przez wiatr, a w większym przez temperaturę powietrza.

Powyższe badania, ukazujące wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła, mogą służyć jako wskazania do planowania urbanistycznego.

Pionowa stratyfikacja atmosfery w Śródmieściu i na peryferiach

Problem pionowej turbulencyjnej wymiany ciepła, pary wodnej i zanieczyszczeń powietrza przedstawiono na przykładzie 3 prac magisterskich: U. Kossowskiej (1961), W. Huculaka (1971) i B. Klementys (1971).

Za najważniejsze wyniki pracy magisterskiej **U. Kossowskiej**, otrzymane na podstawie pomiarów temperatury i wilgotności powietrza wykonanych w roku 1960 na piętrach 15 i 33 Pałacu Kultury i Nauki, tj. na wysokościach około 60 i 130 m nad poziomem ulic, można uznać następujące stwierdzenia. W godzinach rannych stratyfikacja temperatury powietrza jest znacznie zróżnicowana w zależności od typu pogody, a zwłaszcza od zachmurzenia. Przy małym zachmurzeniu, średnio w całej warstwie do 130 m, utrzymywała się słaba inwersja, ze wzrostem temperatury o $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy ciszy do wysokości 60 m była izotermia, powyżej zaś inwersja o gradientie $0,9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy dużym zachmurzeniu występował spadek temperatury z wysokością, przy czym przeciętnie był on większy w warstwie 60-130 m, a przy ciszy 1-60 m. Średnio w całym okresie o godzinie 7 rano do wysokości 60 m panowała izotermia, a powyżej niewielki spadek temperatury ($-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). W godzinach południowych (godz. 13) bez względu na wielkość zachmurzenia i ruch powietrza występował zawsze spadek temperatury z wysokością (stratyfikacja insolacyjna). Wielkość zachmurzenia nie miała istotnego wpływu na wartość gradientu pionowego: Średnio w warstwie do 60 m wynosił on $-0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, od 60 do 130 m był to gradient $-1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a przy małym zachmurzeniu $-1,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy ciszy były znacznie większe gradienty – od $-1,7$ do $-1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w dolnej warstwie i zmniejszały się na większej wysokości; największy gradient ($-1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) występował przy małym zachmurzeniu. Wieczorem, po zachodzie Słońca (godz. 21) bez względu na wielkość zachmurzenia

i prędkość wiatru stratyfikacja temperatury ulegała znacznemu rozwarstwieniu: do 60 m powstawała inwersja (szczególnie silna przy małym zachmurzeniu – wzrost temperatury średnio o 1,0°C/100m, a przy ciszy nawet o 1,3°C/100 m), a powyżej utrzymywała się jeszcze stratyfikacja dzienna, to znaczy spadek temperatury z wysokością.

Celem pracy magisterskiej **W. Huculaka** jest określenie intensywności pionowej turbulencyjnej wymiany powietrza tj. wyznaczenie klimatycznego wskaźnika turbulencji

$$K_i = 6,86 \cdot 10^{-6} \frac{(z_2 - z_1)^2}{\log \left(\frac{a_1}{a_2} \right)^2}$$

– w warstwie 1,5-21,5 m, w zależności od prędkości i kierunku wiatru, ciśnienia atmosferycznego oraz zachmurzenia. Problemy rozwiązano na podstawie wyników pomiarów dobowych amplitud temperatury powietrza a_1, a_2 , w okresie: marzec 1969 – maj 1970 na wysokościach $z_1 = 1,5$ m, $z_2 = 21,5$ m, na wieży strażackiej Warszawa-Jelonki. Ponadto scharakteryzowano rozkłady pyłu w otoczeniu źródeł naziemnych. Z badań tych wynika, że w okresie zimowym przy największych średnich dobowych prędkościach wiatru ($> 6,0$ m/s) występowały największe wartości wskaźnika turbulencyjności (6102 cm^2/s). Im mniejsze są prędkości wiatru – w przedziale 0-2 m/s, tym mniejsze są średnie wartości $K_i = 1\,290$ cm^2/s . W okresie wiosennym, ze wzrostem średniej prędkości wiatru następuje także szybki wzrost średnich wartości wskaźnika K_i – od 3 908 cm^2/s w przedziale prędkości 0-2,5 m/s do 14 900 cm^2/s powyżej $\geq 5,6$ m/s. Ogólnie, zależność wskaźnika pionowej turbulencyjnej wymiany K_i od średniej dobowej prędkości wiatru v opisują równania prostych regresji:

zima	$\log K_i = 0,084v + 3,236$	$r = 0,15$
wiosna	$\log K_i = 0,109v + 3,487$	$r = 0,15$

o niezbyt dużych współczynnikach korelacji $r = 0,15$ i $r = 0,15$. W zimie, szczególnie dużymi wartościami wskaźnika K_i wyróżniają się kierunki: SE (25 200) i S (9 058 cm^2/s). Wiosną największe średnie wartości K_i są związane również z kierunkiem wiatru SE (40 300 cm^2/s).

Celem zaś pracy magisterskiej **B. Klementys** jest określenie intensywności turbulencyjnego ruchu powietrza i rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń powietrza, emitowanych ze źródeł naziemnych o różnej wydajności w miesiącach letnich i jesiennych 1970 r., w zależności od warunków atmosferycznych.. Podstawą opracowania były codzienne pomiary temperatur ekstremalnych (t_{\max}, t_{\min}), na dwóch poziomach: $z_1 = 1,5$ m i $z_2 = 21,5$ m w okresie miesięcy letnich i jesiennych 1970r. na wieży strażackiej Warszawa-Jelonki.. Z przeprowadzonych badań wynika, że intensywność wymiany turbulencyjnej powietrza wzrasta w miesiącach jesiennych (listopad). W porze letniej maksimum wartości klimatycznego wskaźnika turbulencyjnego przypada na miesiąc czerwiec, co wiąże się z największą w tej porze roku średnią prędkością wiatru i najniższą średnią temperaturą miesięczną. Natomiast współczynnik K_i osiąga minimum w sierpniu, przy najmniejszej prędkości wiatru. Wzrostowi średnich wartości: prędkości wiatru, zachmurzenia, wilgotności względnej, oraz spadkowi średniej temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego towarzyszy wzrost wartości klimatycznego wskaźnika wymiany turbulencyjnej. Istnieje współzależność wskaźnika K_i z kierunkiem wiatru. Wzrost intensywności wymiany turbulencyjnej powietrza obserwuje się przeważnie

przy kierunkach zachodnich i południowych (latem przy kierunku zachodnim, jesienią przy południowo-wschodnim), spadek przy wschodnich i północnych.

Obok tych badań mikroklimatycznych, dotyczących coraz bardziej szczegółowej struktury klimatu miejskiego Warszawy, podejmowano również syntezy statystyczne związków między poszczególnymi elementami meteorologicznymi. Najpełniejszy wyraz znalazły one w pracach umieszczonych w kolejnych rozdziałach 11 i 12. Autorzy zbadali m.in. zależność miejskiej wyspy ciepła od stanu atmosfery, wyznaczając równania hiperpłaszczyzn regresji względem temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru. Istotne znaczenie mają też określone wartości progowe temperatury powietrza, prędkości wiatru i wielkości zachmurzenia przy których deformacja pola temperatury powietrza jest największa.

3.23. Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze

Tom XXIII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 383

Jest to trzecia część syntezy badań studenckich w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast Polski.

Celem tego tomu jest określenie cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, położonego na Mazowszu w Kotlinie Warszawskiej ($\varphi = 52,1^\circ$, $\lambda = 21,0^\circ$, $H = 106$ m n. p. m) i Krakowa – miasta położonego w Kotlinie Podkarpackiej – Bramie Krakowskiej ($\varphi = 50,1^\circ$, $\lambda = 20,0^\circ$, $H = 206$ m n.p.m).

Z tytułów publikacji i prac magisterskich wynika, że dotyczą one głównie naturalnych zmian klimatu, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego. Do elementów uprzywilejowanych pod względem liczby opracowań należy z całą pewnością temperatura powietrza, traktowana, jako efekt intensywności obiegu ciepła w systemie Ziemia-atmosfera. Temperatura powietrza jest bowiem elementem najważniejszym, który determinuje stan pozostałych elementów klimatu. Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najwięcej prac dotyczy Mazowsza i całej Polski. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z drugiej połowy XX wieku.

Jednym z istotnych celów pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Problem ten rozwiązano przede wszystkim na przykładach Warszawy i Krakowa.

Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się przede wszystkim wyższą temperaturą minimalną (w nocy jest znacznie cieplejsza); dłuższym okresem bezprzymrozkowym i wegetacyjnym, mniejszą wilgotnością względną i większym niedosytem wilgotności, większym zachmurzeniem nieba i mniejszą liczbą dni pogodnych, większymi sumami opadów atmosferycznych, mniejszą liczbą dni z mgłą (mniej inwersji termicznych) oraz znacznie mniejszą prędkością wiatru, mniejszą liczbą dni z wiatrem silnym, większą liczbą dni z wiatrem bardzo słabym i większym udziałem dni bezwietrznych (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 1995).

Zasadniczym celem jest określenie tendencji, okresowości i prawdopodobieństwa niektórych zjawisk pogodowych w latach 1966-2000. Dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych - z ostatniego trzydziestopięcioletnia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Oryginalną część pracy stanowi rozdział pt. „Przeszłość i teraźniejszość klimatu miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego”. Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą następujących problemów:

- Długookresowe zmiany klimatu miast Polski
- Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski
- Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski
- Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski
- Stan aerosanitarny miast w Polsce

Powyższe problemy badawcze stanowiły tematy 26 prac magisterskich. Najwięcej z nich (14) dotyczyło długookresowych zmian klimatu miast Polski i ich cyrkulacyjnych uwarunkowań .

SPIS TREŚCI (23)

I	WPROWADZENIE	9
II	KLIMAT POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	13
III	CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU – J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K. Grabowska, J. Wawer, E. Błażek, J. Skrzypczuk	43
IV	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODY WYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA – J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K. Grabowska, J. Wawer, E. Błażek J. Skrzypczuk	53
V	PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU MIAST POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	76
5.1.	Długookresowe zmiany klimatu miast Polski	77
5.1.1.	Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 (1984) – Bogumiła Dąbrowska (opiekun naukowy: J. Boryczka).	77
5.1.2.	Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985 (1989) – Konrad Klechta (opiekun naukowy: J. Boryczka).	85
5.1.3.	Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813- 1980 (1986) – Dorota Dębska (opiekun naukowy: J. Boryczka).	91
5.1.4.	Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 (1989) – Katarzyna Grzęda (opiekun naukowy: J. Boryczka).	100
5.1.5.	Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie (1990) – Małgorzata Tomasik, (opiekun naukowy: J. Boryczka).	109
5.1.6.	Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX-XX wieku (2002) – Mariusz Tomaszewski (opiekun naukowy: J. Boryczka)	118
5.1.7.	. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Stońca - Robert Duma (1999) (opiekun naukowy: J. Boryczka).	126
5.2.	Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski	133
5.2.1.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (2007) – Hanna Gołdowska (opiekun naukowy: J. Boryczka).	133
5.2.2.	.Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego (2005) – Mariusz Cebula (opiekun naukowy: U. Kossowska- Cezak)	146
5.2.3.	Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) –Marta Maciejak (opiekun naukowy: J. Boryczka)	164
5.2.4.	Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) – Paulina Piątkowska (opiekun naukowy: D. Martyn)	173
5.2.5.	Częstość występowania burz w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie w latach 1961-1990 (2007) – Agata Kosińska (opiekun naukowy: K. Grabowska)	183
5.2.6.	Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (2009) – Joanna Maroszek (opiekun naukowy: J. Wawer)	191
5.2.7.	Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w warszawie i Krakowie (2005) – Ewa Kaniewska (opiekun naukowy: E. Żmudzka)	204
5.3.	Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski	216
5.3.1.	Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970 (1972) – Elżbieta Drzewiecka (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)	216
5.3.2.	Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (1997) – Elżbieta Bogdan (opiekun naukowy: U. Kossowska- Cezak)	229
5.3.3.	Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku (2005) – Przemysław Szaniawski (opiekun naukowy: E. Żmudzka)	238
5.3.4.	Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce (2006) – Urszula Citko (opiekun naukowy: J. Wawer)	258

5.4.	Cechy wilgotnościowe klimatu miast	268
5.4.1.	Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995 (2005) – Małgorzata Maciejak (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)	268
5.4.2.	Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce (2006) – Monika Zienowicz (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)	281
5.4.3.	Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) – Karol Styś (opiekun naukowy: K. Grabowska)	292
5.4.4.	Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990 (2008) – Magdalena Gozdecka (opiekun naukowy: J. Wawer)	304
5.5.	Stan aerosanitarny miast w Polsce	314
5.5.1.	Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) – Żaneta Wicher Vel Wichrowska (opiekun naukowy: J. Boryczka)	314
5.5.2.	Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy (2004) – Agata Kielmer (opiekun naukowy: B. Kicińska)	324
5.5.3.	Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) – Izabela Gołębczyk (opiekun naukowy: B. Kicińska)	335
VI	DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE PRZEZ CZYNNIKI NATURALNE I ANTROPOGENICZNE	346
6.1.	Empiryczne równania przebiegów rocznych temperatury powietrza (na przykładzie 32 miast Polski)	346
6.2.	Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa (1997) – Iwona Cieśla (opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, J. Wawer)	364
VII	ZAKOŃCZENIE	369
VIII	LITERATURA	377

Ważniejsze wyniki badań

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniem dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne. Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki:

$$y = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\theta} t + c \right)$$

gdzie: θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe.

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w styczniu wynoszą one: Warszawa – 8,3 (1,28°C), Kraków – 8,3 (1,38°C), Wrocław – 8,3 (1,50°C), Lwów – 8,3 (1,28°C), Praga – 7,8 (1,52°C), Berlin – 7,7 (1,94°C), Genewa – 8,4 (0,84°C), Wiedeń – 7,8 (1,10°C), Rzym – 7,3 (0,0,76°C), Sztokholm – 6,6 (1,48°C), Kopenhaga – 7,8 (0,62°C), Moskwa – 9,3 lat (1,60°C). W lipcu okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza: Oto okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie w styczniu: Warszawa – 116,1, Kraków – 102,0, Wrocław – 129,0, Lwów – 118,0, Praga – 148,0, Wiedeń – 90,2, Bazylea – 127,2, Kopenhaga – 87,0, Anglia – 95,1, Sztokholm – 97,8, Greenwich – 98,8 lat. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: Warszawa – 102,0, Praga – 117,3, Wiedeń – 94,3, Bazylea – 89,6, Ryga – 115,5, Greenwich – 79,9 lat

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Kraków (lipiec – 179,8), Lwów (lipiec – 158,8), Berlin (styczeń – 236,9, lipiec – 154,4), Kopenhaga (lipiec – 175,2), Anglia środkowa (styczeń – 191,1), Uppsala (styczeń – 193,3), Innsbruck (styczeń – 164,2), Trondheim (styczeń – 207,7 lat).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$ w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – styczeń (1,36 °C/100 lat), lipiec 0,15°C/100 lat), Kraków (1827-1997) – styczeń (1,71°C), lipiec (0,33°C), Lwów (1824-2002) – styczeń (0,53°C), lipiec (0,22°C), Berlin (1769-1990) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,33°C), Genewa (1769-1980) – styczeń (1,23°C), lipiec (0,08°C), Wiedeń (1775-2002) – styczeń (0,84°C), lipiec (0,02°C), Rzym (1811-1969) – styczeń (0,36°C), lipiec (0,08°C), Sztokholm (1756-1994) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,11°C), Kopenhaga (1768-1991) – styczeń (0,94°C), lipiec (0,01°C), Moskwa (1881-2002) – styczeń (3,54°C), lipiec (0,92°C).

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, NAO). Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią.

Zmienność wiekową temperatury powietrza w zimie i lecie w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając po 10 najzimniejszych i najłagodniejszych styczniów oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lipców.

Najzimniejsze stycznie w Europie wystąpiły: Warszawa – 1838 (-13,5°C), 1963 (-11,5), Kraków – 1848 (-12,4), 1963 (-10,0), Wrocław – 1803 (-11,9), 1830 (-11,6), 1963 (-10,6), Moskwa – 1893 (-21,7), 1942 (-20,3), Lwów –1942 (-12,6), 1838 (-12,3), Ryga – 1803 (-17,1), Wilno – 1803 (-19,1°C). Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: Warszawa – 1796 (3,5), 1983 (3,4), Kraków – 1921 (3,5), Moskwa – 1983 (-4,1) Lwów – 1936 (2,4) Ryga – 1989 (2,5) Wilno – 1989 (1,1).

Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza

$$f(t) = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

W XVIII tomie *Atlasu* dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z drugiej połowy XX wieku.. Dotyczą one podstawowych elementów meteorologicznych: temperatury i wilgotności powietrza , zachmurzenia i opadów atmosferycznych, ciśnienia i prędkości wiatru oraz groźnych zjawisk pogodowych – liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych,

częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną. Najpierw przedstawiono przebiegi czasowe badanych zjawisk w poszczególnych miesiącach i roku. Tendencje (A) zmian określają równania prostych regresji $y = A_0 + At$ oraz wartości współczynnika determinacji R^2 zamieszczone na odpowiednich rysunkach. Tendencje liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 są według testu t-Studenta nieistotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 (wartości R^2 są zbliżone do zera). Po prostu przebieg czasowy liczby dni z burzą lepiej opisuje równanie wielomianu 2-go stopnia: $y = 0,020719t^2 - 82,1217t + 81396,83$ – z minimum $y_{\min} = 22,6$ dni w roku 1982. Istotna jest tendencja rosnąca 4,1 dni/10 lat – w przedziale 1982-2000, gdyż równanie prostej $y = 0,4088t - 787,71$ opisuje część paraboli od $y_{\min} = 22,6$ (w 1982 r.) do $y_{\max} = 29,4$ dni (w 2000 r.).

Interesujące są widma, charakteryzujące okresowość tych groźnych zjawisk pogodowych. Największą amplitudą cechują się cykle liczby dni z burzą o okresach 5,7- ($R = 0,43$) i 3,7-letni ($R = 0,49$):

$$y = 26,1 + 3,453 \cdot \sin(2\pi t/5,7 + 0,4498), \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 28,3 + 2,941 \cdot \sin(2\pi t/3,7 - 3,062), \quad \text{Kraków}$$

Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie wyróżnia się taką samą okresowością 8,6-letnią ($R = 0,48$, $R = 0,48$):

$$y = 53,8 + 14,105 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,5555), \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 61,7 + 13,034 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,4709), \quad \text{Kraków}$$

Okresowość liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm opisują równania sinusoid regresji ($R = 0,45$, $R = 0,50$):

$$y = 12,2 + 2,684 \cdot \sin(2\pi t/7,6 - 1,8624), \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 17,2 + 3,178 \cdot \sin(2\pi t/10,2 + 2,5206), \quad \text{Kraków}$$

Istotne znaczenie poznawcze i praktyczne ma porównanie empirycznych histogramów i dystrybucji z rozkładem teoretycznym (normalnym). Na ogół empiryczne rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną, dotyczące roku, są zbliżone do rozkładu normalnego według testu Kołmogorowa-Smirnowa na poziomie 0,05):

$$+Dn = \max |F_{emp} - F_{teor}|.$$

Upoważnia to do wyznaczania prawdopodobieństwa przekroczenia wartości progowych np. $\bar{x} + s$, $\bar{x} + 2s$, $\bar{x} + 3s$, które wynoszą 16,0 %, 2,3 %, 0,14 % (\bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe). W przypadku liczby dni z burzą w ciągu roku w Warszawie: $\bar{x} = 26,1$ dni, $s = 5,2$ dni. Z kilkunastu prac dyplomowych dotyczących cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski przedstawiono najważniejsze wyniki badań, w odniesieniu do literatury klimatologicznej. Każdy problem badawczy scharakteryzowano, wybierając przykładowo po dwie prace magisterskie.

Długookresowe zmiany klimatu miast Polski

Zagadnienie to najlepiej przedstawiono w pracach magisterskich: *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie* (M. Tomasiak 1990), *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca* (R. Duma 1999).

Według **M. Tomasik**, w przebiegach wiekowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie 1813-1979, we wszystkich przedziałach czasowych (tj. sezonach, półroczach i roku) można wyróżnić okresy, w których wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszył przyrost wartości drugiego, a spadkowi jednego – obniżenie wartości drugiego.

Przedstawione powyżej związki występują w latach skrajnych badanego wielolecia jak również na przełomie XIX i XX wieku. Należy podkreślić, iż długość tych przedziałów czasu jest różna w zależności od pory roku, półrocza i roku.

W sezonach zimowym i jesiennym oraz w półroczu i roku zarówno temperatura jak też opad wykazują tendencję wzrostową w badanym wieloleciu. Przyrosty temperatury odpowiednio wynoszą: 2,3°C; 1,0°C; 1,9°C; 1,2°C, natomiast opadu: 18,0 mm; 11,4 mm; 23,0 mm; 19,0 mm.

W przebiegu rocznym w XIX wieku wzrostowi temperatury w czasie odpowiada spadek sum opadu. W wieku XX spadkowi temperatury towarzyszy wzrost sum opadów. Wartości ekstremalne niektórych cykli (sinusoid) temperatury i opadów przypadają prawie na te same lata. I tak np. w sezonie letnim maksimum cyklu 81-letniego temperatury i 6-letniego opadu przypada na ten sam rok tj. 1816. Należy zaznaczyć, że poszczególne cykle temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są zbliżone do pojedynczych cykli aktywności Słońca obejmujących: 5; 11,1; 17; 21,4; 25; 29; 33; 45; 56; 95; 180 lat.

Według **R. Dumy**, podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej (ponad 1000 *DVI*), pył wulkaniczny zawarty w atmosferze wpływa na średnią roczną temperaturę powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, a także w Anglii środkowej. Długie serie pomiarowe w Polsce (Warszawa – 1780 - 1990, Kraków – 1827 - 1990, Wrocław – 1852 -1980) oraz w Anglii środkowej (1659 - 1973) pozwoliły na wyznaczenie czterech okresów (w Polsce) oraz siedmiu (w Anglii środkowej), w których wystąpiło ochłodzenie po erupcjach wulkanicznych. Największy spadek temperatury powietrza w Krakowie (o 3,6°C) wystąpił w drugiej połowie lat 30-tych XIX wieku, a w Warszawie (o 2,6°C) – w zimie, po erupcji wulkanu Coseguina w 1835 roku. Natomiast największy spadek temperatury powietrza w Anglii środkowej (o 2,5°C), wystąpił także w zimie, po erupcji wulkanu Ghaie w 1878 roku.

O wpływie aktywności Słońca i pyłów wulkanicznych na klimat w Polsce, świadczy rozległe maksimum (około 1830 roku) wskaźnika *DVI* w cyklu 200-letnim i głębokie minimum aktywności Słońca (około 1815 roku) w cyklu 100-letnim. Przypadają one w pobliżu minimów temperatury powietrza w Warszawie w cyklach 100- i 200-letnim – około 1815 i około 1830. Wyniki badań świadczą o znaczącym wpływie zapylenia atmosfery w wyniku wzmożonej aktywności wulkanicznej na klimat -jego ochłodzenie na początku XIX wieku.

Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski

O wpływie Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę powietrza w Polsce i o samej cyrkulacji atmosferycznej nad Polską informują prace pt.

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (H. **Goldowska 2008**), Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego (**M. Cebula 2005**)

Oscylacja Północnoatlantycka charakteryzuje się okresowością o długościach: 2,4-3,3; 3,6- 6,6; 7,3- 10,0; 10,5- 12,5; 13,1- 15,5; 16,6- 45,5; 67,6- 136,5 lat. Zbliżoną cykliczność wyznaczono na podstawie nieco dłuższych serii pomiarowych temperatury

powietrza w badanych miastach: Kraków(1826-1997), Warszawa (1779-2006), Wrocław (1792-2006). Temperatura powietrza zarówno w Krakowie jak i w Warszawie i Wrocławiu jest najsilniej skorelowana ze wskaźnikiem NAO w chłodnej porze roku – od listopada do marca, a najmniej od czerwca do sierpnia. (szczególnie w styczniu). Współczynnik korelacji temperaturą powietrza ze wskaźnikiem NAO jest największy w styczniu: $r = 0,62$ – Wrocław, $r = 0,56$ – Warszawa, $r = 0,52$ – Kraków.

Na podstawie dwóch całkowicie różnych metodycznie klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein i Lityńskiego w latach 1951- 1990 porównano (typy Lityńskiego (TC_L) z odpowiednimi typami Osuchowskiej-Klein (TC_{OK}). Za podstawę przyjęto klasyfikację Osuchowskiej-Klein, ze względu na mniejszą liczbę typów, jak też istniejący kalendarz codziennych wartości od 1901 r. – czyli . za okres 90 lat. W dniach z cyrkulacją południową B , prawie z taką samą częstością występują TC_L cyklonalne.

Wyjątek stanowią dni z typem CB, w których częściej pojawiają się TC_L cyklonalne N (15,4%), niż W (10,5%), Wyjątek ten wynika prawdopodobnie stąd, że w klasyfikacji Osuchowskiej-Klein nie ma wydzielonych typów z kierunku północnego.

Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski

Promieniowanie słoneczne w Belsku w latach 1981-1990 i zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku charakteryzują wyniki badań przedstawione w pracach magisterskich: *Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu* (E. Bogdan 1997) i *Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku* (P. Szaniawski 2005)

Największym promieniowaniem całkowitym w badanym 10-leciu wyróżniał się czerwiec 1986 roku: suma miesięczna – $67,3 \text{ kJcm}^{-2}$, (suma dobową 2242 Jcm^{-2}) Najmniejszym zarówno promieniowaniem, jak i usłonecznieniem odznaczał się grudzień 1982 roku: 7,6 godzin ze słońcem, tj. 0,2 godz./dzień oraz sumą miesięczną $3,6 \text{ kJcm}^{-2}$ (suma dobową 15 Jcm^{-2}). Zakres zmian sum miesięcznych był większy w miesiącach półrocza ciepłego niż chłodnego. Największą sumę dobową promieniowania całkowitego 3050 Jcm^{-2} zmierzono w dniu 22 VI 1983, a najmniejszą – wynoszącą zaledwie 21 Jcm^{-2} – 18 XII 1982, Związek sum całkowitego promieniowania słonecznego z usłonecznieniem rzeczywistym jest bardzo silny. Współczynnik korelacji sum rocznych wyniósł $r = 0,77$. Zauważono znaczne silniejszy związek ich sum miesięcznych w lecie niż w zimie. Znacznie silniejszą zależność wykazywały też sumy dobowe, sięgającą nawet $r = 0,98$ w czerwcu 1983 roku, niż sumy miesięczne czy sezonowe. Zależność sum całkowitego promieniowania słonecznego od usłonecznienia rzeczywistego określają w przybliżeniu proste regresji, których współczynniki zmieniają się w ciągu roku.

Celem kolejnej pracy jest określenie zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku oraz ich uwarunkowań cyrkulacyjnych. Największy (istotny statystycznie na poziomie 0,01) wzrost temperatury ($1,1^\circ\text{C}/50$ lat) stwierdzono w północno-zachodniej Polsce, najmniejszy ($0,7^\circ\text{C}/50$ lat), nieistotny statystycznie, zaś w środkowej i północno-wschodniej części kraju. Latem (przede wszystkim w czerwcu) oraz jesienią w latach 1951-2000 wystąpił nieznaczny spadek temperatury – w środkowej i północno-wschodniej Polsce.

W przebiegu temperatury powietrza na obszarze Polski wystąpiło kilka istotnych składowych cyklicznych. Potwierdzono m.in. dominację ok. 8-letniego cyklu temperatury (wyjaśniającego do 30% jej wariacji). Jest on synchroniczny na obszarze Polski - data pierwszego maksimum przypada około roku 1959. Cykl ten jest nieco słabszy w północno-wschodniej części kraju (istotny jest on dopiero od końca lat 60. Składowe

okresowe: 8- i 5,5-letnia dominują zimą i wiosną, a jesienią najważniejszy jest cykl 4,6-letni. Latem największy procent zmienności temperatury wyjaśniają cykle krótkie (najczęściej 2 lub 3-4-letnie).

Stwierdzono silną zależność temperatury powietrza od prędkości wiatru geostroficznego, szczególnie od jego składowej zachodniej i od wskaźnika NAO. Wzrost średniej rocznej temperatury powietrza od końca lat 80. może wynikać z nasilenia przenosu zachodniego, szczególnie w sezonie zimowym. Związek temperatury z prędkością wiatru geostroficznego i wskaźnikiem *NAO* różni się znacznie pod względem siły w poszczególnych porach roku oraz w zależności od regionu Polski. Korelacja średniej rocznej temperatury powietrza (dodatnia) z prędkością wiatru geostroficznego (ze składową zachodnią i wypadkową prędkością) i wskaźnikiem *NAO* jest największa na północno-zachodzie kraju.

Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski

Cechy wilgotnościowe i nefologiczne w Polsce przedstawiają kolejne prace pt..

Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995 (M. Maciejak 2005) i *Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce (M. Zienowicz 2006)*

Z przeprowadzonych badań ciśnienia pary wodnej w powietrzu wynika, że na wyżynach i w kotlinach podkarpackich, zaznacza się nieznaczna ujemna tendencja jesienią (Kielce i Kraków: -0,12 hPa/ 10 lat) oraz dodatnia w pozostałych porach roku i średnio w roku. W poszczególnych miesiącach zmiany też są niewielkie, na ogół rosnące. Spadki wilgotności występują w pojedynczych miesiącach zimowych, wiosennych i jesiennych (Kielce: II, V, X, XI; Kraków: II, V, VI, X, XI).

Widma zmian ciśnienia pary wodnej zawierają zbliżoną liczbę cykli w Kielcach i Krakowie. Największe wahania ciśnienia pary wodnej (największe amplitudy) występują latem i zimą, a najmniejsze – średnio w roku. Znacznie częściej istotne statystycznie są cykle w Kielcach. Ciśnienie pary wodnej w Polsce ulega cyklicznym zmianom o znacznych amplitudach. Cykle 7,1 – 8,0 letnie jesienią, zimą i średnio w roku, a także latem w Kielcach były silnie zdeterminowane ($R=0,623$; jesień – Kielce) i istotne statystycznie na poziomie 5% lub 10%. Ich amplituda wahań wyniosła około 0,9 hPa. Cykle o takiej długości należą do najbardziej istotnych statystycznie. W najdłuższych cyklach ponad 11,1 letnich amplituda ciśnienia pary wodnej wynosi od 0,08 hPa (rok – Kraków) do 0,82 hPa (zima - Kraków). Najsilniejsze cykle występują zimą, a najslabsze średnio w roku. Cykle zimowe cechuje wysoka istotność statystyczna, a współczynniki korelacji oscylują w granicach 0,5 (Kraków $R= 0,537$, Kielce $R= 0,480$). Wśród długich cykli dość często występują cykle około 16-to letnie (jesień, zima). Natomiast średnio w roku w obu miastach występują cykle około 14-to letnie.

W drugiej pracy zbadano cykliczność i tendencje zmian zachmurzenia w Polsce w latach 1966-1995. na przykładzie Warszawy i Krakowa. Charakter przebiegu tendencji zmian w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 w skali roku był bardzo podobny, znacznie większe różnice wystąpiły w tendencjach sezonowych. W analizowanym okresie roczne wartości zarówno na stacji Warszawa – Okęcie jak i Kraków - Balice charakteryzowały się tendencją malejącą. W Warszawie jak i w Krakowie zachmurzenie maleje przy czym w Warszawie – o 1,22% /10 lat, a w Krakowie – o 1,03% /10 lat. W ciągach czasowych średnich miesięcznych wartości ciśnienia wykryto pięć cykli: 2,2-2,9 lat, 3,0-4,8 lat, 5,0-6,8 lat, 7,2-9,9 lat oraz 10,5-25,5 lat.

Stan aerosanitarny miast w Polsce

Wpływ warunków meteorologicznych na zanieczyszczenia powietrza w Warszawie i Krakowie charakteryzują kolejne prace magisterskie: *Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)* (Ż. Wicher Vel Wichrowska 2000), *Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy* (A. Kielmer 2004)

Celem drugiej pracy jest określenie wpływu kierunku i prędkości wiatru, wilgotności względnej powietrza i opadów atmosferycznych na zmianę stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie i Warszawie. Stężenie siarki w latach 1993-1997 było większe w Krakowie niż w Warszawie. Średnie stężenie SO_2 w całym pięcioleciu w Krakowie wyniosło $43,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a w Warszawie $28,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W obu miastach porą roku o najmniejszym stężeniu SO_2 było lato, a porą roku o największym stężeniu SO_2 była zima. Najmniejsze różnice w średnim stężeniu SO_2 między Krakowem a Warszawą były latem, a największe zimą. Stężenie SO_2 charakteryzowało się podobną, dużą zmiennością roczną i niewielką zmiennością tygodniową. Średnie stężenie dwutlenku azotu w latach 1993-1997 w Krakowie ($36,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i w Warszawie ($37,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) było zbliżone. Porą roku o najmniejszym stężeniu NO_2 w obu miastach było lato, a porą roku o największym stężeniu NO_2 była: w Krakowie – zima, a w Warszawie – jesień. Stężenie NO_2 charakteryzowało się niewielką zmiennością roczną, natomiast dużą zmiennością tygodniową. Wpływ kierunku wiatru na stężenie SO_2 i NO_2 określono przez liczbę dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a NO_2 – do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie występuje przy wietrze północno-zachodnim, a tylko jesienią przy wietrze południowo-wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy wietrze północnym, północno-wschodnim i wschodnim. W Krakowie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, występuje przy wietrze północno-wschodnim i wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. Największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie był przy wietrze północno-wschodnim i zachodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. W Krakowie i w Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 powyżej $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przeważnie przy wietrze południowo-wschodnim, południowym i południowo-zachodnim.

Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Polsce przez czynniki naturalne i antropogeniczne

Cechy klimatu miasta nizinnego i położonego w kotlinie podgórskiej w odniesieniu do średnich z całego obszaru Polski (tab. 1-8) przedstawiono w pracy magisterskiej pt. *Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* (I. Cieśla 1998).

Warszawa wyróżnia się na tle Polski wyższą temperaturą powietrza, szczególnie latem, gdy uwidaczniają się wpływy warunków podłoża (w czerwcu $\Delta T = 1,4^\circ\text{C}$, $\Delta T_{\text{max}} = 1,3^\circ\text{C}$ i $\Delta T_{\text{min}} = 1,2^\circ\text{C}$), co wpływa na skrócenie okresu przymrozkowego i mroźnego. Wilgotność powietrza jest w Warszawie mniejsza niż średnia w Polsce ($\Delta f = -7\%$ w czerwcu), a niedosyt wilgotności większy ($\Delta \Delta = -2,0$ hPa w sierpniu). Warszawa wyróżnia się także większym zachmurzeniem ($\Delta N = 0,3$ w styczniu), mniejszą liczbą dni pogodnych $\Delta L_{\text{px}} = -1,3$ w październiku) oraz mniejszą liczbę dni z mgłą - ze

względnie na małą ilość inwersji termicznych $\Delta L_m = -1,9$ w sierpniu). Kotlina Warszawska, w której położona jest Warszawa, należy do obszarów deficytowych w wodę opadową, dlatego w Warszawie notuje się mniejszą sumę opadów atmosferycznych ($\Delta O = -28$ mm w sierpniu). Równinny teren Kotliny Warszawskiej powoduje swobodny przepływ powietrza w okolicy Warszawy, dlatego obserwuje się tu zwiększoną prędkość wiatru ($\Delta v = 3.5$ m/s w październiku).

Kraków położony w klimatycznym subregionie podkarpackim, w którym przeważają wpływy sąsiednich gór i wyżyn, charakteryzuje się długim i ciepłym latem, a temperatura powietrza jest wyższa niż w Polsce ($\Delta T = 0,9^\circ\text{C}$ w maju. $\Delta T_{\max} = 2,1^\circ\text{C}$ w sierpniu, $\Delta T_{\min} = 1,5^\circ\text{C}$ w maju i w czerwcu).

Tabela 1. Różnice zmiennych meteorologicznych między Warszawą a Polską i Krakowem a Polską w latach 1951-1960

Różnice	Warszawa			Kraków		
	Ekstrema		Rok	Ekstrema		Rok
	min	max		min	max	
ΔT ($^\circ\text{C}$)	-0,1; I, II, III	1,4; VI	0,5	-0,3; I	0,9; V	0,5
ΔT_{\max} ($^\circ\text{C}$)	-0,2; XI	1,3; VI	0,3	0,6; I	2,1; VII	1,2
ΔT_{\min} ($^\circ\text{C}$)	0,0; I	1,2; VI	0,5	0,1; XI	1,5; V, VI	0,9
Δf (%)	-1; I, II, X, XI, XII	-7,0; VI	-3,0	0,0; III, VIII, X	3,0; VI	-0,2
Δe (hPa)	0,0; III, VIII, X	0,7; VI	0,2	0,0; II, XI	1,1; VI	0,4
Δd (hPa)	0,0; III, XI, XII	2,0; VII	0,5	0,0; XI, XII	0,4; VIII	0,1
$\Delta \dot{N}$ (1-10)	0,0; II, III, X	0,3; I	0,0	0,0; II	-0,5; VIII	-0,1
ΔL_{\odot}	0,0; II	-1,3; X	-0,8	0,1; XI	-1,1; II	-0,2
ΔL_{\bullet}	0,1; XII	-2,0; VI	-0,7	-0,1; V	-2,9; I	-1,0
ΔL_m	-0,3; VI	-1,9; VIII	-0,6	0,3; I, XI	-2,7; II	-0,3
ΔO (mm)	-7,0; XI	-28; VIII	-14,0	1,0; III, IV	-13,0; IX, XII	-3,0
Δv (m/s)	0,4; VIII	3,5; X	1,0	-0,3; III	-0,9; I	-0,6

Wilgotność względna powietrza podlega dużym wahaniom pod wpływem ekspozycji terenu w stosunku do Słońca i napływu mas powietrza oraz form rzeźby. Ogólnie jest ona większa latem niż zimą ($\Delta f \approx 3\%$ w czerwcu), natomiast częste zimowe inwersje temperatury w dolinie Wisły powodują spadek wilgotności wraz z wysokością nad poziomem morza, natomiast latem zwiększa się ona wraz z wysokością. Zachmurzenie w Krakowie nie różni się zbytnio od średniego na obszarze Polski, tylko wczesną jesienią jest ono mniejsze niż w Polsce ($\Delta N = -0,5$ w sierpniu). W Krakowie zaobserwowano mniejszą liczbę dni pochmurnych ($\Delta L_{\bullet} = -2,9$ w styczniu), gdyż miasto znajduje się pod wpływem wiatru halnego, który przynosi nad zbocza suche masy powietrza, nie sprzyjające tworzeniu się chmur. Rzeźba terenu wywiera bardzo silny wpływ na opady atmosferyczne w Krakowie. Na wypukłych formach terenowych sumy roczne są o około 20% wyższe niż na wklęsłych. Niedobory opadów zdarzają się głównie na dnie doliny Wisły i na południowym skłonie Wyżyny Małopolskiej, natomiast na północnych stokach Wysoczyzny Krakowskiej niedoborów opadów prawie nie ma. Ogólnie w Krakowie niedobory opadowe występują głównie jesienią ($\Delta O = -13$ mm we wrześniu i grudniu). Rzeźba terenu ma duży wpływ na kierunek i prędkość wiatru w Krakowie. Rozkład kierunków wiatru najsilniej modyfikowany jest w dolinach rzecznych. Typowym przykładem jest dolina Wisły w Krakowie, gdzie dominują kierunki zachodnie i wschodnie. Kraków odznacza się bardzo wysoką częstością cisz atmosferycznych (19,6%) i wiatrów słabych.

Tabela 2. Przebieg roczny różnicy średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między Warszawą-Okęcie i Krakowem-Rakowice a Polską w latach 1951–1960

ΔT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Warszawa-Okęcie	-0,1	-0,1	-0,1	1,0	1,2	1,4	1,2	1,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,5
Kraków-Rakowice	0,3	0,4	0,6	1,1	0,9	0,7	0,8	0,7	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5

Tabela 3. Przebieg roczny średniej temperatury maksymalnej w latach 1951–1960

T_{\max} (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	0,3	0,3	4,9	11,3	16,9	21,1	22,7	22,2	18,0	12,6	5,8	2,8	11,6
Warszawa-Okęcie	-0,3	-0,1	4,5	12,2	17,9	22,4	23,9	23,3	18,6	12,9	5,6	2,4	11,9
Kraków-Obserwatorium	0,9	1,2	6,2	12,9	18,2	22,3	24,8	23,8	19,1	13,8	6,6	3,6	12,8

Tabela 4. Przebieg roczny średniej temperatury minimalnej w latach 1951–1960

T_{\min} (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	-5,3	-6,6	-3,2	1,7	6,3	10,3	12,5	11,8	8,0	4,0	0,3	-2,1	3,1
Warszawa-Okęcie	-5,3	-6,7	-3,2	2,4	7,4	11,5	13,4	12,5	8,3	3,9	0,4	-2,0	3,5
Kraków-Obserwatorium	-4,4	-5,8	-2,3	2,8	7,8	11,8	13,6	12,7	8,7	4,2	0,4	-1,9	0,4

Tabela 5. Średnia dobową amplitudą temperatury powietrza w latach 1951–1960

A (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	5,6	6,9	8,1	9,6	10,6	10,8	10,2	10,4	10,0	8,6	5,5	4,9	8,4
Warszawa-Okęcie	5,0	6,6	7,7	9,8	10,5	10,9	10,5	10,8	10,3	9,0	5,2	4,4	8,4
Kraków-Obserwatorium	5,3	7,0	8,5	10,1	10,4	10,5	11,2	11,1	10,4	9,6	6,2	5,5	8,8

Tabela 6 Przebieg roczny różnic wskaźników wilgotnościowych w latach 1951 - 1960 A –między Warszawą a Polską, B – między Krakowem a Polską

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
f (%)	-1	-1	-4	-6	-6	-7	-5	-5	-2	-1	-1	-1	-3
e (hPa)	0,1	0,3	0,0	0,6	0,4	0,7	0,2	0,0	-0,3	0,0	-0,1	-0,1	0,15
Δ (hPa)	-0,1	-0,1	0,0	0,3	1,0	1,3	2,0	1,2	0,6	0,1	0,0	0,0	0,5
B													
f (%)	-2	-2	0	-1	1	3	-1	0	1	0	-1	-1	-0,2
e (hPa)	-0,1	0,0	0,3	0,5	0,8	1,1	0,7	0,7	0,5	0,2	0,0	-0,1	0,4
Δ (hPa)	0,1	0,2	0,1	0,3	0,4	-0,2	0,3	0,4	-0,3	-0,1	0,0	0,0	0,1

Tabela 7. Przebieg roczny różnic wskaźników opisujących zachmurzenie w latach 1951 – 1960; A - między Warszawą a Polską, B - między Krakowem a Polską, (N - zachmurzenie w skali 0-10, L0 - liczba dni pogodnych, L, - liczba dni pochmurnych)

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	0,3	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1-	-0,1	-0,2	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,0
L ₀	-0,6	0,0	-0,9	-1,1	-0,7	-0,9	-1,0	-0,9	-0,3	-1,3	-1,0	-0,7	-0,8
L _•	1,1	-0,4	-0,8	-1,0	-0,6	-2,0	-1,7	-1,3	-1,0	-0,7	0,3	0,1	-0,7
B													
N	-0,3	0,0	0,3	-0,2	0,1	0,1	-0,4	-0,5	-0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,1
L ₀	-0,4	-1,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,5	0,2	1,0	0,9	-0,4	0,1	-0,3	-0,1
L _•	-2,9	-0,8	1,3	-0,8	-0,1	-0,4	-2,0	-2,0	-0,3	-1,1	-0,8	-U	-1,0

Tabela 8. Przebieg roczny różnic średniej liczby dni z mgłą w latach 1951 - 1960 A - między Warszawą a Polską, B - między Krakowem a Polską

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
L _m	A	0,4	0,9	-1,2	-1,0	-1,7	-0,3	-1,7	-1,9	-1,5	-0,8	0,6	0,9	0,6
	B	-0,3	-2,7	-0,4	-0,6	-1,3	-1,0	-1,6	-0,9	0,6	2,5	0,3	2,0	-0,3

3.24. Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej

Tom XXIV. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej**, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 360

Jest to czwarta część badań studenckich w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu.

Celem pracy jest określenie cech specyficznych klimatu i bioklimatu miejscowości podwarszawskich, w zależności od ich lokalizacji względem Warszawy. Jest nim też próba określenia zasięgu oddziaływania miasta na tereny otaczające.

Problemy te rozwiązano na przykładzie 7 miejscowości z okolic Warszawy i dzielnicy peryferyjnej Okęcie. Przedstawiono najważniejsze wyniki badań eksperymentalnych, przeprowadzonych w 25 pracach magisterskich, wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Obiektami szczególnych zainteresowań były 2 uzdrowiska podwarszawskie: Konstancin i Otwock – położone w południowej strefie podmiejskiej.

Przy opracowaniu klimatu Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej wykorzystano materiały archiwalne: ze stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na Okęciu i Bielanych, w Legionowie i Brwinowie, ze stacji Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Otwocku oraz materiały ze stacji Zakładu Ekologii PAN w Dziekanowie Leśnym z lat 1951-2000.

Punktem odniesienia wielokrotnie była też śródmiejska stacja meteorologiczna Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Własne obserwacje klimatyczne i mikroklimatyczne, przeprowadzono w pięciu miejscowościach: Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny, Wesoła, Mory w różnych latach drugiej połowy XX. wieku. W opracowaniu podstawowych elementów klimatologicznych w miejscowościach uzdrowiskowych zwrócono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem, itp.

Na podstawie prac magisterskich udało się dokonać oceny klimatu na potrzeby różnych dziedzin gospodarki:

- Ocena klimatu na potrzeby lecznictwa w uzdrowiskach nizinnych (Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny)
- Ocena stanu atmosfery pod względem rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń (Legionowo, Warszawa)
- Ocena warunków termicznych i wilgotnościowych sezonu grzewczego (Mory)
- Ocena klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej (Warszawa-Okęcie)
- Ocena klimatu na potrzeby rolnictwa (Warszawa-Okęcie)

Wpływ urbanizacji na warunki klimatyczne w Warszawie (Kicińska, Wawer) można uznać za syntezę dotychczasowych badań w zakresie wpływu aglomeracji miejskiej na zmiany czasowe i przestrzenne warunków solarnych, termicznych, wilgotnościowych, opadowych i cyrkulacji atmosferycznej. Klimat obszarów miejskich wyróżnia się w stosunku do otoczenia intensywną emisją różnych zanieczyszczeń (z zakładów przemysłowych, zwłaszcza energetycznych i środków transportu oraz urządzeń komunalnych). Duży wpływ na klimat ma zwartość zabudowy, zmiany w użytkowaniu naturalnych powierzchni (zmniejszenie powierzchni terenów zielonych, drenowanie terenu

i budowa ciągów komunikacyjnych). Konsekwencją tych procesów są zakłócenia naturalnej równowagi radiacyjnej i termiczno-wilgotnościowej oraz osłabienie wymiany powietrza. Przejawia się to modyfikacją wartości wielu elementów klimatycznych. Bilans promieniowania i bilans cieplny ulegają w mieście istotnym modyfikacjom. Wynika to przede wszystkim ze zmian czasu insolacji (większe zasłonięcie horyzontu) oraz ze zmian stanu atmosfery (jej przezroczystości) i zachmurzenia.

SPIS TREŚCI (24)

I.	WPROWADZENIE – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	7
II.	WKŁAD ZAKŁADU KLIMATOLOGII W BADANIA KLIMATU WARSZAWY – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	13
III.	KLIMAT MIASTA I MIEJSCOWOŚCI PODWARSZAWSKICH W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	31
3.1.	Klimat i bioklimat Konstancina	31
3.1.1.	Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin (1972) – Urszula OKRASA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria KOPACZ)	31
3.1.2.	Klimat lokalny uzdrowiska Konstancin (1977) – Marta KIELAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	41
3.1.3.	Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin (1977) - Barbara MATEJA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	52
3.1.4.	Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji południowej w Konstancinie (1977) – Stanisław STUCZYK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)	62
3.1.5.	Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej w Konstancinie (1977) – Anna JĘDRYSZCZAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)	72
3.2.	Klimat i bioklimat Otwocka	84
3.2.1.	Wpływ cyrkulacji na ciśnienie atmosferyczne w Warszawie w latach 1981-2000 (2006) – Paweł WYRZYKOWSKI (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	84
3.2.2.	Wpływ cyrkulacji nad Polską na ciśnienie atmosferyczne (na przykładzie Świdra, 1981-1990) (2002) –Jarosław BOCHEŃSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA -CEZAK)	93
3.2.3.	Zmiany roczne ciśnienia atmosferycznego w 10-leciu 1981-1990 na przykładzie obserwacji w Świdrze (1995) - Mariola MIROWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	101
3.2.4.	Ogólna charakterystyka klimatu Świdra (1980) - Władysław DULCZEWSKI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA - BORYCZKA ,Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	113
3.2.5.	Bioklimat Otwocka (1966) – Maria KOPACZ (opiekun naukowy: Zofia KACZOROWSKA)	122
3.2.6.	Zmiany odczucia termicznego w Otwocku w latach 1991-1995 (2001) - Patrycja KOLBE-SOKOLIK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	127
3.3.	Klimat Wesołej k. Warszawy	136
3.3.1.	Charakterystyka klimatu lokalnego Wesołej k. Warszawy (1990) – Anna KIRYLUK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	136
3.4.	Klimat Legionowa	145
3.4.1.	Charakterystyka klimatu Legionowa (1971-1980) (1989) – Ewa WIJAS (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	145
3.4.2.	Inwersje temperatury przyziemne i w swobodnej atmosferze w Legionowie w okresie II 1954 - 31 XII 1958 (1959) – Lucjan NOWOSIELSKI (opiekun naukowy: Wincenty OKOŁOWICZ)	155
3.5.	Bioklimat Dziekanowa Leśnego	168
3.5.1.	Bioklimat Dziekanowa Leśnego (1969) – Małgorzata GNIADK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)	168
3.6.	Klimat w Morach	176

3.6.1.	Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1978) –Bożena GROCHULSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA - BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI). . .	176
3.6.2.	Charakterystyka warunków wilgotnościowych sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1979) – Zofia KRAWCOW, (opiekunowie naukowci: Maria STOPA - BORYCZKA , Krzysztof OLSZEWSKI)	184
3.7.	Klimat Brwinowa	191
3.7.1.	Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970 (1972) – Elżbieta DRZEWIECKA (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	191
3.7.2.	Związek między temperaturą powietrza i gruntu na stacji meteorologicznej w Brwinowie w latach 1956-1965 (1990) – Andrzej GÓRSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	204
3.8.	Klimat i bioklimat Okęcia	211
3.8.1.	Zależność temperatury od cyrkulacji atmosferycznej na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie w okresie 1981-1990 (1994) –Aleksandra ŻEBROWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	211
3.8.2	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na temperaturę powietrza w Warszawie w 10-leciu 1951-1960 (1994) – Iwona BIRULA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	221
3.8.3.	Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie (1998) – Michał PRASZKIEWICZ (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	231
3.8.4.	Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁAŻEWSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	244
3.8.5.	Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) - Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	254
3.8.6.	Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) - Józef OSOS (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	261
IV.	WPŁYW URBANIZACJI NA WARUNKI KLIMATYCZNE W WARSZAWIE - Bożena KICIŃSKA, Jolanta WAWER	279
V.	WARUNKI NEFOLOGICZNE AGLOMERACJI WARSZAWSKIEJ -Elwira ŻMUDZKA	299
VI.	ZAKOŃCZENIE	309
VII.	LITERATURA	326

Ważniejsze wyniki badań

Ocena warunków klimatycznych i bioklimatycznych miast na potrzeby ich mieszkańców jest trudna ze względu na fakt, że warunki atmosferyczne są najmniej stabilnym komponentem środowiska przyrodniczego. Zmienność warunków atmosferycznych zaznacza się we wszystkich przedziałach czasowych, od wieloletnich zmian klimatycznych, aż do zmian dobowych pozostałych elementów meteorologicznych dotyczących większości badanych miast.

Powoduje to najczęściej niejednoznaczną ocenę klimatyczną badanego miasta. Pewne walory, czy też niekorzystne cechy klimatu miasta mogą zaznaczać się jedynie w określonych przedziałach czasowych (np. pora roku, czy też pora dnia). Ujawnienie najbardziej charakterystycznych cech klimatu i bioklimatu miasta, jak również ich cech osobliwych, istotnych dla życia mieszkańców jest podstawowym zadaniem opracowań klimatycznych i bioklimatycznych.

Typowe cechy klimatu i bioklimatu miasta przedstawione są najczęściej na podstawie wieloletnich charakterystyk elementów meteorologicznych dostarczających informacji o warunkach przeciętnych, skrajnych i cykliczności pewnych zjawisk typowych dla danego miasta. Tego rodzaju charakterystyki są ważne nie tylko dla istniejącej zabudowy ale i projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych (np. częstość wiatrów z

określonych kierunków, warunki termiczno-wilgotnościowe, opadowe, itp.). W charakterystyce klimatu lokalnego, która opiera się na specjalnych badaniach mikroklimatycznych w miastach i ich otoczeniu, najbardziej istotne jest poznanie mikroprocesów zachodzących w przyziemnej warstwie powietrza pod wpływem lokalnych cech środowiska, takich jak: rzeźba, rodzaj powierzchni czynnej, ekspozycji terenu, co najlepiej widać na przykładzie strefy podmiejskiej Warszawy.

Kontrastowość dynamiczna i termiczna podłoża warunkuje bowiem powstawanie swoistej mikrocyrkulacji powietrza, która wraz z makrocyrkulacją (wiatrem) stwarza określone warunki przewietrzania obszaru zabudowy. Wartości elementów meteorologicznych zmierzone w krótkich seriach obserwacyjnych spełniają w tym przypadku głównie rolę pomocniczą.

Przy opracowaniu klimatu Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej wykorzystano materiały archiwalne: ze stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na Okęciu i Bielaniech, w Legionowie i Brwinowie, ze stacji Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Otwocku oraz materiały ze stacji Zakładu Ekologii PAN w Dziekanowie Leśnym z lat 1951-2000.

Punktem odniesienia wielokrotnie była też śródmiejska stacja meteorologiczna Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Własne obserwacje klimatyczne i mikroklimatyczne, przeprowadzono w pięciu miejscowościach: Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny, Wesoła, Mory w różnych latach drugiej połowy XX wieku. W opracowaniu podstawowych elementów klimatologicznych w miejscowościach uzdrowiskowych zwrócono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem, itp.

Na własne obserwacje składały się najczęściej: odczyty wartości skrajnych temperatury w klatkach meteorologicznych umieszczonych na trasach najczęściej uczęszczanych przez kuracjuszy w wybranych punktach. Parokrotnie przeprowadzone całodziennie, cogodzinne pomiary temperatury i wilgotności powietrza w centralnych punktach uzdrowisk przy różnym zachmurzeniu. Pomiary wykonywano metodą marszrutową przy różnych typach pogody w różnych porach dnia. Zgodnie z zasadami tej metody wytyczano trasy pomiarów uwzględniając ukształtowanie i pokrycie terenu oraz możliwości rozbudowy. W kilku, zawsze tych samych punktach wykonywano pomiary temperatury i wilgotności powietrza na poziomie 0,5 i 1,5 m nad powierzchnią gruntu, określono kierunki i prędkości wiatru oraz oceniano zachmurzenie.

W efekcie dokonano próby oceny klimatu lokalnego. części uzdrowisk, określono miejsca mniej lub bardziej korzystne w klimatoterapii jak i dla ewentualnej rozbudowy.

Wynikami badań w Konstancinie, Otwocku i Dziekanowie Leśnym interesowały się Dyrekcje tych uzdrowisk w związku z zamierzoną ich rozbudową.

Przy opracowaniu klimatów lokalnych Otwocka i Dziekanowa Leśnego zastosowano metody kompleksowe – typy pogody wg E. E. Fiedorowa (1925). Opracowano elementy klimatu na podstawie materiałów z miejscowych stacji oraz strukturę klimatu w pogodzie w okresie 5 lat w Otwocku i Dziekanowie Leśnym. Są to pogody: bezchmurne, pochmurne i deszczowe w badanych uzdrowiskach w % dni w roku. Wskaźnikami biometeorologicznymi, które znalazły zastosowanie w opracowaniach klimatycznych podwarszawskich miejscowości uzdrowiskowych, są temperatura ekwiwalentna i efektywna oraz ochładzanie katatermometryczne.

Ocena klimatu na potrzeby lecznictwa w uzdrowiskach nizinnych (Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny)

Charakterystykę klimatu i bioklimatu Konstancina przedstawiono na podstawie wyników badań zamieszczonych w trzech pracach magisterskich, wykonanych w latach 1972-1977: *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin* (U. Okrasa, 1972), *Klimat lokalny uzdrowiska Konstancin* (M. Kielak, 1977) i *Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin* (B. Mateja, 1977).

Klimatoterapia zajmuje się ustalaniem warunków klimatycznych skutecznych w walce z chorobami, dającymi się leczyć wyłącznie przy pomocy zmiany klimatu. Zmiana miejsca pobytu chorego jest jednym ze środków leczniczych, właściwych w walce z różnymi schorzeniami. Istotne jest ustalanie optymalnych warunków klimatycznych dla różnych rodzajów przebiegu rekonwalescencji oraz ustalenie, które miejscowości uzdrowiskowe je spełniają. Ustrój człowieka ulega wpływom środowiska zewnętrznego, do którego należą warunki atmosferyczne. Organizm ludzki ciągle jest narażony na bodźce meteorologiczne. Człowiek zdrowy potrafi dostosować się do różnego ich rodzaju i natężenia szybciej niż ludzie chorzy, rekonwalescenci, a także ludzie starsi. Ponieważ jednak organizm ludzki narażony jest w sposób ciągły na bodźce meteorologiczne, poznanie warunków klimatycznych uzdrowisk lub miejsca stałego zamieszkania ludzi, stanowi nieodzowną część badań bioklimatologicznych.

Klimat i bioklimat Konstancina

1. Celem pracy U. Okrasy (1972) jest ocena warunków bioklimatologicznych Śródmieścia Warszawy na podstawie danych ze stacji Warszawa-Uniwersytet w 10-leciu 1961-1970 oraz z roku 1970-1971, a także ocena tychże warunków mikroklimatycznych pomieszczeń Sanatorium Reumatologicznego w Uzdrowisku Konstancin w tym samym okresie badawczym (1970/1971).

Warunki bioklimatyczne Śródmieścia Warszawy w 10-leciu 1961-1970 i w 1970/1971 roku zostały scharakteryzowane niektórymi elementami klimatologicznymi oraz wskaźnikami kompleksowymi, które są bardziej adekwatne przy ocenie tychże warunków. O korzystnych cechach klimatu stolicy świadczy przewaga niemeteorotropowych zmian ciśnienia atmosferycznego, przy czym przewaga ich występuje w cieplej porze roku. Zmiany meteorotropowe najczęściej występują w styczniu, a niemeteorotropowe w lipcu. Za dodatnią cechą pod względem potrzeb klimatologii lekarskiej należy uznać występowanie małych kontrastów termicznych. W każdym miesiącu przeważają niemeteorotropowe zmiany termiczne, wyraźna ich przewaga zaznacza się jednak w chłodnym półroczu, a miesiącem najczęstszych meteorotropowych zmian temperatury jest kwiecień. Należy dodać, że organizm ludzki, a w szczególności człowieka chorego nie jest odporny na duże wahania zarówno termiczne jak i baryczne.

Z analizy warunków klimatu odczuwalnego opierając się na wartościach temperatury ekwiwalentnej i efektywnej wynika, że warunki komfortu w cieplej porze roku najczęściej zdarzają się w czerwcu, lipcu i sierpniu. Dni parne zdecydowanie przeważają w lipcu i sierpniu, a dni gorące w lipcu.

Rok 1970/1971 w odniesieniu do średnich wieloletnich 10-lecia 1961-1970 najbardziej różnił się w miesiącach ciepłego półrocza (przede wszystkim w maju, czerwcu i sierpniu). Maj 1971 roku odznaczył się zmniejszonym udziałem meteorotropowych zmian ciśnienia atmosferycznego oraz wyjątkowo często występującymi dniami gorącymi, w czerwcu zanotowano zwiększoną frekwencję meteorotropowych zmian ciśnienia i warunków przechłodzenia (opierając się na wartościach TE). Sierpień natomiast

charakteryzował się częstszym występowaniem dni o zmienności temperatury powietrza ponad 6°C. ponadto cechowała go dość mała (w porównaniu z 10-leciem) frekwencja stanu przechłodzenia (opierając się na wartościach TEE) i duża częstość warunków suchych ($f < 50\%$).

2. Z badań **M. Kielak (1977)** tj. pomiarów bioklimatycznych w Konstancinie wynika, że nie wszystkie miesiące w roku charakteryzują się warunkami sprzyjającymi leczeniu uzdrowiskowemu i przeprowadzaniu zabiegów klimatoterapeutycznych na świeżym powietrzu. Ze względu na temperaturę powietrza najbardziej sprzyjające do tego celu są miesiące letnie. Charakteryzują się one także mniejszą niż miesiące zimowe zmiennością temperatury z dnia na dzień, mniejszym zachmurzeniem i większą liczbą dni pogodnych, co sprzyja stosowaniu zabiegów helioterapii w tych miesiącach. Miesiące letnie odznaczają się także najmniejszymi wahaniami ciśnienia z dnia na dzień, co z punktu widzenia odczuwalności klimatu i jego bodźcowości jest zjawiskiem korzystnym dla organizmu człowieka.

W okresie lata najmniej sprzyjającymi warunkami bioklimatycznymi wyróżnia się lipiec, w którym najczęściej zdarzają się uciążliwe dla organizmu warunki gorąca i upału oraz warunki parności. W godzinach południowych najczęściej pojawiają się warunki gorąca i upału, a w godzinach wieczornych – warunki parności. W miesiącu tym występuje także największa w roku suma opadu oraz duża liczba dni z opadem, nie sprzyjająca długiemu przebywaniu na świeżym powietrzu. Dodatnią cechą warunków klimatycznych w lipcu jest stosunkowo stabilna sytuacja baryczna, charakteryzująca się niewielkimi zmianami ciśnienia z dnia na dzień, oraz niewielka międzydobowa zmienność temperatury powietrza. Bardziej sprzyjające klimatoterapii są miesiące półrocza ciepłego: maj, czerwiec, sierpień i wrzesień, które odznaczają się znacznie mniejszą częstością występowania warunków gorąca, upału i parności. W sierpniu i we wrześniu panują także dobre warunki nasłonecznienia. Miesiące te charakteryzują się małym zachmurzeniem, dużą liczbą dni pogodnych oraz najmniejszą w roku liczbą dni z opadami.

Spośród miesięcy zimowych najlepszymi warunkami bioklimatycznymi wyróżnia się luty o największym usłonecznieniu (małym zachmurzeniu i dużą liczbą dni pogodnych). Jest to także najsuchszy miesiąc zimowy, wyróżniający się najmniejszymi wartościami ciśnienia pary wodnej w powietrzu i najmniejszą częstością pojawiania się warunków „wilgotno” i „bardzo wilgotno”. Luty jest także miesiącem o najmniejszej w roku sumie opadów i najmniejszej liczbie dni z opadem. Stwarza to warunki sprzyjające przebywaniu na świeżym powietrzu i stosowaniu zabiegów klimatoterapeutycznych odpowiednich w tej porze roku.

Na terenie uzdrowiska można wyróżnić obszary o najbardziej korzystnych warunkach bioklimatycznych. Należy do nich otoczenie sanatorium „Przy Źródle” oraz teren ścieżki zdrowia. Korzystną cechą warunków mikroklimatycznych na tych obszarach jest znaczna suchość powietrza oraz sprzyjające warunki termiczne. Znaczne zalesienie terenu powoduje „złagodzenie” wysokiej temperatury powietrza w godzinach południowych, co ma duże znaczenie zwłaszcza w porze letniej. Możliwe jest zatem przeprowadzenie niektórych zabiegów na świeżym powietrzu (leżakowanie, helioterapia) nawet o tej porze dnia.

Mniej korzystne warunki do leczenia uzdrowiskowego panują w obrębie terenów wiejskich (boisko szkoły w Jeziornie) ze względu na wysokie temperatury powietrza w godzinach południowych (w porze letniej) i częste pojawianie się warunków gorąca niesprzyjających przeprowadzaniu zabiegów klimatoterapeutycznych o tej porze dnia. Celowe jest wtedy ich przesunięcie na godziny przedpołudniowe lub wieczorne, o

mniejszej bodźcowości warunków termicznych. Dolina oraz niektóre obszary dzielnicy willowej charakteryzują się w niektórych porach dnia (godziny ranne lub wieczorne) niekorzystnymi warunkami wilgotnościowymi – zwiększoną zawartością pary wodnej w powietrzu i dużą częstością pojawiania się warunków parności. Należy unikać przebywania chorych w tych godzinach w dolinie i w dzielnicy willowej uzdrowiska.

Poznanie warunków mikroklimatycznych uzdrowiska Konstancin i ich zróżnicowania na tym terenie stwarza możliwości lepszego wykorzystania klimatu lokalnego w celach leczniczych. Uwzględniając różnorodność warunków bioklimatycznych na terenie uzdrowiska należy dążyć do racjonalnego wykorzystania obszarów korzystnych pod względem bioklimatycznym do celów terapeutycznych. Duże możliwości dla leczenia uzdrowiskowego stwarzają tereny zalesione, cechujące się łagodnymi warunkami termicznymi, dużą zawartością w powietrzu tlenu i korzystnych dla organizmu substancji lotnych wydzielanych przez drzewa (fitoncydy), suchość podłoża i sprzyjającymi warunkami wilgotnościowymi. Wymienione cechy przemawiają za tym, by na te tereny zwrócić szczególną uwagę w dalszym zagospodarowaniu i przystosowaniu warunków uzdrowiska do celów leczniczo-wypoczynkowych.

3. W pracy B. Matei (1977) wydzielono w Konstancinie także okresy w ciągu roku o warunkach odczuwalnych, w których korzystne jest stosowanie określonych zabiegów klimatoterapeutycznych. Okres „ciepły” trwający od maja do października, w którym można wydzielić 2 podokresy: 1 – z przewagą warunków odczuwalnych „gorąco” obejmujący miesiące letnie: czerwiec, lipiec i sierpień. W porze południowej, kiedy warunki dyskomfortu zdarzają się najczęściej, należy stosować zabiegi seroterapeutyczne nie wymagające dużego wysiłku fizycznego, aby nie doprowadzić do zbyt dużego przegrzania organizmu. Najkorzystniejsze więc jest werandowanie lub leżakowanie w cieniu. Natomiast zabiegi wymagające dużego zużycia energii (gimnastyka lecznicza, gry i zabawy ruchowe, biegi, spacer) należy przesunąć na wczesne godziny ranne i wieczorne, w których występują warunki komfortu termicznego. 2 – z przewagą warunków komfortowych obejmujący maj oraz wrzesień i październik w których to miesiącach nie ma przeciwwskazań do stosowania najróżniejszych form klimatoterapii.

W ciągu całego okresu „ciepłego”, ze względu na panujące w godzinach nocnych komfortowe warunki odczuwalne, korzystne jest zalecanie kuracjom snu przy otwartych oknach. Całodobowa aeroterapia daje korzystne efekty, prowadzi do polepszenia stanu ogólnego chorego, wzbogacenia krwi w tlen, poprawienia pracy układu oddechowego, sercowo-krwionośnego i termoregulacyjnego.

Okres „chłodny” trwający od listopada do kwietnia, w obrębie którego wyróżniają się 2 podokresy: 1 – z dominującymi warunkami dyskomfortu związanymi z dużą utratą ciepła z organizmu, przypadający na miesiące zimowe: listopad, grudzień, styczeń i luty. W tym podokresie najkorzystniejsze są czynne formy odpoczynku, jak spacer, gry ruchowe czy ćwiczenia. Należy dodać, że aeroterapia w chłodnej porze roku ma duże znaczenie, ponieważ chorzy większą część dnia spędzają w pomieszczeniu i w niewielkim stopniu korzystają ze świeżego powietrza. Ponadto okres zimowy sprzyja hartowaniu organizmu. Dawki zabiegów aeroterapeutycznych należy stopniowo zwiększać, aby zapobiec przeziębieniom wynikającym z przechłodzenia organizmu. W warunkach komfortu termicznego tj. w dwóch miesiącach: marzec i kwiecień można rozszerzyć formy zabiegów seroterapeutycznych – do werandowania czy leżakowania.

Na podstawie zróżnicowania warunków odczuwalnych na terenie Konstancin, można wydzielić dzielnice, w których korzystne jest prowadzenie zabiegów klimatoterapeutycznych oraz takie obszary, na których zabiegi te są niewskazane w określonych porach dnia. W północno-zachodniej części Konstancin warunki odczuwalne są nie-

zbyt dogodne dla organizmu. W godzinach rannych występują tu warunki chłodu, szczególnie długo utrzymujące się w dolinie rzeki Jeziorki. Natomiast w południe i w godzinach popołudniowych panuje dyskomfort prowadzący do przegrzania organizmu. Dogodne z punktu widzenia klimatoterapii są tu jedynie godziny wieczorne, w których przeważają warunki komfortu. Należy jednak pamiętać, że o tej porze dnia w dolinie Jeziorki dosyć często pojawia się chłód. Tereny położone na południowy-wschód od „Bazy” posiadają znacznie lepsze warunki klimatoterapii. W godzinach rannych, popołudniowych i wieczornych dominującym stanem odczucia ciepła jest tu komfort. Natomiast dyskomfortowe warunki przegrzania często występują w porze południowej, zaś warunki chłodu – wcześniej rano. Ze względu na amonujący w ciągu dnia komfort, wskazane byłoby usytuowanie na tych terenach urządzeń klimatoterapeutycznych, takich jak boiska do gier i zabaw czy werandy. Należałoby tu również wytyczyć dróżki spacerowe z ławkami, gdyż z dosyć odległej od budynków sanatoryjnych, ścieżki zdrowia nie mogą korzystać wszyscy kuracjusze.

Podsumowując warunki klimatoterapii w Konstancinie w ciągu roku stwierdzono, że najkorzystniejsze warunki odczuwalne występują w maju, wrześniu i październiku. Dlatego w miesiącach tych istnieją duże możliwości stosowania różnorodnych form klimatoterapii. W miesiącach letnich (VI, VII, VIII), w porze południowej ze względu na przewagę dyskomfortowych warunków związanych z wysokimi temperaturami ograniczone są możliwości stosowania czynnych form aeroterapii. Jednakże dosyć duży udział komfortu we wczesnych godzinach rannych i wieczornych pozwala na prowadzenie kinoterapii. Miesiące zimowe (XI, XII, I, II) charakteryzują się dyskomfortowymi warunkami chłodu, w związku z czym mogą być prowadzone przede wszystkim czynne formy aeroterapii. Natomiast werandowanie czy sen przy otwartych oknach może być stosowany w przypadku osób zahartowanych i odpornych na przeziębienia.

O zróżnicowaniu warunków odczuwalnych na terenie Konstancina można ogólnie stwierdzić, że najkorzystniejsze warunki odczuwalne charakteryzują południowo-wschodnią, willowo-sanatoryjną dzielnicę Konstancina. Jej walory dodatkowo podwyższa las mieszany, wzbogacający powietrze w naturalne składniki odżywcze i lecznicze. Dlatego też na terenie tym powinny być lokalizowane urządzenia klimatoterapeutyczne czy też nowe budynki sanatoryjne. Północno-wschodnia część Konstancina ma niezbyt dogodne warunki odczuwalne. W celu ich poprawy korzystne byłoby zadrzewienie terenów znajdujących się na północ od doliny Jeziorki. Szata roślinna przyczyniłaby się do zmniejszenia częstości dyskomfortowych warunków gorąca i tym samym stworzyła możliwości prowadzenia klimatoterapii na tym terenie.

Klimat i bioklimat Otwocka

Cechy klimatu i bioklimatu Otwocka przedstawiono na podstawie wyników badań zamieszczonych w pracy magisterskiej **M. Kopacz (1966)** p.t. *Bioklimat Otwocka* i pracy **P. Kolbe-Sokolik (2001)** p.t. *Zmiany odczucia termicznego w Otwocku w latach 1991-1995* (tytuł wstępnie sformułowany).

Klimat Otwocka badano z uwzględnieniem potrzeb lekarskich i uzdrowiskowych. Jej celem jest określenie i ocena klimatu Otwocka jako ośrodka klimatycznego w zakresie leczenia chorób dróg oddechowych, a głównie gruźlicy. Charakter mikroklimatu, a zwłaszcza osobliwości klimatu miejscowego odgrywają ogromną rolę przy organizacji leczenia uzdrowiskowego, a szczególnie w planowaniu właściwych form klimatoterapii i klimatoprofilaktyki. Znajomość warunków klimatycznych nieodzowna jest również lekarzom dla prawidłowego wyboru uzdrowiska i sezonu kuracyjnego, który najlepiej

odpowiada stanowi zdrowia i aktualnej odczynowości obronnej ustroju danego chorego. Ważne zatem jest badanie wpływu pogody na przebieg procesów fizjologicznych w organizmie i na objawy patologicznych reakcji przy jej zmianach. Określono strukturę klimatu Otwocka pod względem pogody w okresie 1961-1965 i przedstawiono znaczenie poszczególnych klas pogody dla klimatoterapii gruźlicy oraz reakcje chorych na te pogody i ich zmienność. W badaniach zastosowano metodę kompleksową – klas pogód, opracowaną przez Fiedorowa (1925), a udoskonalona i przystosowana do potrzeb klimatologii lekarskiej przez Czubukowa (1948). Taka metoda opracowania klimatu pozwala przedstawić konkretne warunki pogody obserwowane w danym uzdrowisku i ocenić prawdopodobieństwo ich wystąpienia. Daje ona znacznie lepsze możliwości oceny klimatu z punktu widzenia medycyny, niż często stosowana metoda średnich wartości poszczególnych elementów czy metoda klimatologii dynamicznej

1. Podstawą opracowania warunków klimatycznych uzdrowiska Otwocka (**M. Kopacz**) były dane ze stacji meteorologicznej w Świdrze (leży w granicach miasta Otwock) z okresu 5-lecia 1961-1965 oraz badania mikroklimatyczne wykonane na terenie sanatorium w okresie lipiec 1965 – marzec 1966.

Z badań wynika, że leczenie klimatyczne w Otwocku można prowadzić we wszystkich porach roku przy zastosowaniu pewnych specjalnych środków mających na celu stworzenie jak najlepszych warunków odczucia ciepła. Człowiek nie może usunąć całkowicie niesprzyjających wpływów pogody ale może np. utworzyć lepsze warunki odczucia ciepła poprzez usunięcie ochładzającego wpływu wiatru. Powinno się również wykorzystywać tylko te pory dnia, w których istnieją warunki komfortu atmosferycznego. Odczucie komfortu zmienia się w ciągu roku, czas trwania tych warunków w ciągu dnia jest różny, w chłodniejszym okresie roku występują one tylko przy pogodzie słonecznej w pełnym słońcu, natomiast w cieplej porze roku – w cieniu. Warunki klimatyczne Otwocka charakteryzują się dużą zmiennością i zróżnicowaniem pogód, mających różne znaczenie klimatoterapeutyczne. Największą zmienność wykazują pogody wczesną wiosną i późną jesienią. Najbardziej stałe są natomiast pogody słoneczne w cieplej porze roku oraz mroźne w zimie. Stałość pogody jest bardzo korzystną cechą klimatu, ponieważ nie wymaga od organizmu człowieka dużego nakładu przysposabiającego go do nowych warunków pogodowych.

Niesprzyjającą cechą klimatu jest natomiast występowanie dużych kontrastów termicznych, szczególnie znacznych amplitud dobowych w cieplej porze roku. Jest to cecha klimatu kontynentalnego, wynikające głównie z charakteru podłoża. Nawet łagodzący wpływ lasu nie może zmniejszyć tych kontrastów termicznych. Natomiast przez cały rok utrzymuje się stosunkowo niska wilgotność względna powietrza, która szczególnie latem, przy wysokich wartościach temperatury nie stwarza warunków odczucia parności. Dodatką cechą klimatu uzdrowiska jest również niewielka liczba dni z mgłą oraz stosunkowo niewielka liczba dni z opadem.

Lasy Otwockie są naturalną przeszkodą zmniejszającą prędkość wiatru. Ze względu jednak na to, że nie jest on zbyt gęsty, zapewnia dostateczne przewietrzanie terenu. Piękne krajobrazy podnoszą jeszcze dodatnie walory tego uzdrowiska.

Najkorzystniejszy okres do leczenia klimatycznego istnieje od maja do października; wówczas pogody słoneczne stwarzają większe możliwości stosowania kąpieli powietrznych i wykazują najwyższą w ciągu roku powtarzalność. Przeważają w tym czasie warunki komfortu atmosferycznego. W okresie od czerwca do września nie zdarzają się również warunki przegrzania; w takich przypadkach możliwe jest przebywanie na werandach nawet w nocy.

Znaczną jednak częstość wykazują również w tym czasie warunki przechłodzenia. Konieczne jest wówczas stosowanie urządzeń zabezpieczających od ochładzającego wpływu wiatru, które pozwalają na rozszerzenie okresu z korzystnymi warunkami do stosowania kąpeli powietrznych.

2. W pracy wstępnie przygotowanej **P. Kolbe-Sokolik (2001)** przedstawiono również charakterystykę bioklimatu Otwocka w okresie 1991 – 1995, potwierdzającą wyjątkowe warunki klimatyczne tego terenu, korzystnie wpływające na organizm człowieka. Otwock był dawniej znanym ośrodkiem leczenia chorób płuc, dzięki działaniu bodźców biologicznych (olejki eteryczne sosny). Badania przeprowadzono na podstawie wskaźnika biometeorologicznego tj. temperatury efektywnej, która zależy od temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Temperatura efektywna powietrza zmienia się w ciągu dnia. Po porannym minimum (godzina 6), po którym następuje wzrost aż do południowego maksimum (godzina 12) następuje spadek do wieczornego terminu obserwacyjnego (godzina 18.00), a także później. W badanym pięcioleciu największe wartości temperatury efektywnej ($18,7^{\circ}TE$) występują w lipcu o godzinie 12, w pomiarach wieczornych (o godzinie 18) osiągają $17,6^{\circ}TE$, a w porannych (o godzinie 6) zaledwie $14,6^{\circ}TE$. Najniższa średnia 5-letnia temperatura efektywna ($-8,6^{\circ}TE$) była w lutym o godzinie 6, o godzinie 12 wyniosła $-5,5^{\circ}TE$, zaś o godzinie 18 osiągnęła wartość $-6,6^{\circ}TE$.

Przebieg roczny częstości odczuć ciepłych w latach 1991 - 1995 wskazuje, że występują warunki odczucia termicznego w całej skali odczuwalności: od zimna do gorąca. Zmienia się tylko ich częstość w ciągu roku i w porach dnia w poszczególnych latach. Średnio w pięcioleciu miesiącem z największym udziałem komfortu w porze rannej (godzina 6) jest styczeń (47% dni w pięcioleciu). Jednocześnie w tym miesiącu zaznacza się mały udział pozostałych odczuć. Najmniej odczuć komfortu w porannym terminie pomiarowym jest w sierpniu (20%). Miesiącem, w którym w ciągu pięciu lat był największy udział odczuć niekorzystnych ze względu na przegrzanie był lipiec (57%). W tym też miesiącu była najmniejsza w pięcioleciu liczba odczuć związanych z przechłodzeniem (15%). Występowały też okresy w roku, kiedy to o godzinie 6.00 było mniej warunków przegrzania – w miesiącach przejściowych: jesienno-zimowych (wrzesień, październik, listopad) i zimowo-wiosennych (luty, marzec). Miesiącami z największym udziałem warunków odczucia przechłodzenia w porannym terminie pomiarowym, były marzec i październik (75% dni w pięcioleciu).

W południowym terminie pomiarowym najbardziej komfortowym miesiącem w pięcioleciu był luty (55%), natomiast najmniej komfortowym – lipiec (11%). W lipcu też przypada największy w pięcioleciu udział odczuć przegrzania (85%) oraz najmniejszy przechłodzenia (4%). W listopadzie odnotowano najmniejszy udział przegrzania (9%), zaś w grudniu – największy udział przechłodzenia (52%) w pięcioleciu o godzinie 12⁰⁰. W wieczornym terminie pomiarowym trudno wskazać jeden miesiąc z dominacją odczucia komfortu. W pierwszych pięciu miesiącach roku warunki komfortu oscylują w pobliżu 40% dni. Minimum odczuć korzystnych w lipcu (6%), z dominacją warunków przegrzania (89%) i odczucia przechłodzenia (5%). Najmniej przegrzania (5%) i najwięcej przechłodzenia (65%) stwierdzono w listopadzie

Klimat i bioklimat Dziekanowa Leśnego

Warunki klimatyczne Dziekanowa Leśnego (**M. Gniadek, 1969**) charakteryzują się dużym zróżnicowaniem pogód od 2 do 13- klasy wg klasyfikacji Fiedorowa- Czubukowa. W letniej porze roku największą częstość ma klasa 3 – pogody słoneczne o śred-

niej temperaturze dobowej do 27,4°C i wilgotności >60%, zachmurzeniu poniżej 60% pokrycia nieba (nie uwzględniając wysokiego) i brakiem opadów. Największa frekwencja tej klasy jest we wrześniu (42,6%), czerwcu i lipcu (30% dni) oraz w sierpniu (25%).

Pogody klasy 4 (chmurne dniem i pogodne nocą) występują w ciągu całego roku z większą częstością w miesiącach letnich (czerwiec 16,6%). Podobny przebieg ma klasa 5 (umiarkowanie wilgotna z pogodnym dniem, a chmurną nocą) z większą frekwencją w czerwcu (>14%). Z klas cieplej pory roku zaledwie dwukrotnie w 5 latach obserwowano pogodę słoneczną, gorącą i suchą klasy 2. Większą rolę odgrywają licznie występujące pogody klasy 6 i 7, które charakteryzują się dużym zachmurzeniem w ciągu całej doby, wysokimi średnimi dobowymi temperaturami powietrza do 22,4°C oraz szerokim zakresem wilgotności względnej. Klasy te występują w ciągu całego roku a ich udział w niektórych miesiącach przekracza 50% (maj, listopad). W cieplej połowie roku zdarzają się też pogody przymrozkowe: pochmurne - klasa 8 i słoneczne – 9. W grupie klas mroźnych występowały w badanym 5-leciu klasy: 10, 11 i 12, a tylko 2-krotnie klasa 13.

Największą zmienność wykazują pogody wczesną wiosną i późną jesienią, a najbardziej stałe to mroźne zimą i słoneczne latem. Stałość pogody jest bardzo korzystną cechą klimatu, ponieważ nie wymaga od organizmu człowieka szybkiego przysposobienia się do nowych warunków atmosferycznych. Organizm chorego człowieka nie jest odporny na duże wahania temperatury – kontrasty termiczne. Mniej korzystna w Dziekanowie Leśnym jest duża wilgotnością względną, co w lecie przy wysokich temperaturach stwarza uciążliwe dla człowieka warunki parności.

W pracy porównano też warunki bioklimatyczne miejscowości uzdrowiskowych Dziekanowa Leśnego i Otwocka, w szczególności charakterystykę struktury klas pogody wg warunków odczucia ciepła dla ludzi chorych na gruźlicę. Okazało się że miejscowości te mają bardzo zbliżone warunki klimatoterapeutyczne. Wydaje się, że klimat w Otwocku może być zbyt suchy dla niektórych grup chorych.. Ponadto Dziekanów Leśny wyróżnia się też korzystnie pod względem czystości powietrza. Do walorów Dziekanowa Leśnego należą ładne widoki krajobrazowe i urok Puszczy Kampinoskiej. Lasy sosnowe odświeżają powietrze, są też naturalną przeszkodą, lecz nie zbyt zmniejszającą prędkość wiatru, zapewniając jednocześnie przewietrzanie terenu.

Najkorzystniejszy okres do leczenia klimatycznego istnieje od maja do października, kiedy to pogody słoneczne, sprzyjające klimatoterapii, wykazują największą częstość i stwarzają warunki komfortu atmosferycznego (w miesiącach letnich > 15%, we wrześniu > 20% dni). W okresie od czerwca do września zdarzają się dość często warunki przegrzania podczas dnia a dopiero nocą występujący stan komfortu umożliwia spanie chorych na werandach. Przy warunkach przechłodzenia, które jednak wykazują znaczną częstość konieczne jest stosowanie urządzeń zabezpieczających od ochładzającego wpływu wiatru.

3.25. Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku

Tom XXV. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 417

Prezentowany XXV tom *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z wyodrębnionym tytułem *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* jest piątą częścią badań studenckich w zakresie czasowej i przestrzennej zmienności klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski – na przykładzie kolejnych 15 prac magisterskich.

Dotychczasowe wyniki badań w zakresie tych problemów można podzielić na pozycje opublikowane (zmienione – uaktualnione) i archiwalne. Rozdział drugi „*Modelowanie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu w atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (1974-2010)*” zawiera najważniejsze wyniki badań w zakresie czasowych i przestrzennych zmian klimatu, przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii w ciągu ostatnich 40 lat. Trzeci p.t. *Badanie cykliczności zmiennych przyrodniczych metodą J. Boryczki „sinusoid regresji”* przedstawia opis metody badania okresowości wraz z przykładami zastosowania programu autora. Czwarty pt. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Północnej Półkuli Ziemi (na podstawie wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i danych dendrologicznych)* przedstawia naturalne zmiany klimatu w różnych skalach czasowych wraz z prognozami na najbliższe stulecia na podstawie cyklicznych zmian zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i sum promieniowania słonecznego. Piąty: *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według ciągów dendrologicznych* świadczy o wiarygodności cykli około 100 i 200-letnich temperatury powietrza w Europie, wyznaczonych wcześniej na podstawie niezbyt długich ciągów pomiarów instrumentalnych (o zbliżonej długości). Szósty: *Problemy badań współczesnych zmian klimatu* – obejmuje dociekania z zakresu naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu i ich przyczyn. Natomiast w rozdziałach ósmym i dziewiątym zamieszczono najważniejsze wyniki badań zmian klimatu Europy (i Polski) w XVII-XXI wieku. W rozdziale VIII *Ocieplenie klimatu miast Europy W XVII-XX wieku i ich przyczyny* przedstawiono zmiany wiekowe temperatury powietrza w strefie umiarkowanej na podstawie najdłuższych ciągów chronologicznych z 8 miejscowości zlokalizowanych w Europie Środkowej i Zachodniej. Porównano okresowe wahania temperatury powietrza w: Polsce (Warszawa, Kraków) i Ukrainie (Lwów, Kijów). Rozdział IX *Zmiany klimatu Warszawy w XVIII-XXI wieku* dotyczy okresowości, tendencji i prognoz zmian klimatu Warszawy na przykładzie temperatury powietrza i opadów atmosferycznych.

W rozdziale X *Zmiany warunków termicznych i opadowych w Warszawie* określone na podstawie powojennej serii obserwacyjnej z Okęcia (1947-2009) przedstawiono warunki termiczne (chłodne, normalne, ciepłe) i opadowe miesiące (suche, normalne, mokre).

Oryginalną część pracy stanowią wyniki badań przedstawionych w siódmym rozdziale p.t. *Współczesne zmiany klimatu miast Europy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*.

Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą cykliczności, tendencji i prognoz klimatu na przykładzie niektórych miast reprezentujących Europę Zachodnią, Środkową i Wschodnią. Jest nim też zbadanie przyczyn ich zróżnicowania w zależności od położenia geograficznego i wysokości nad poziomem morza. Do istotnych problemów badanych przez studentów można zaliczyć:

- Wiekowe zmiany klimatu miast nizinnych Europy
- Wiekowe zmiany klimatu miast górskich Europy
- Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy
- Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zróżnicowanie cech termicznych klimatu miast Europy
- Wpływ NAO na zróżnicowanie cech opadowych klimatu miast środkowej Europy
- Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na profilach : południkowym i równoleżnikowym.
- Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na podstawie danych dendrologicznych

Dotychczasowe wyniki badań studenckich przyczyniły się głównie do poznania cykliczności i tendencji zmian klimatu Polski (t. XXIII) i Europy (t. XXV) oraz prognozowanych zmian klimatu w XXI wieku. Ponadto badano wpływ miasta na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Warszawy i okolic (t. XXII i t. XXIV).

SPIS TREŚCI (25)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	MODELOWANIE NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU W ATLASIE WSPÓLZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (1974-2010) – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA	13
III.	BADANIE CYKLICZNOŚCI ZMIENNYCH PRZYRODNICZYCH METODĄ J. BORYCZKI „SINUS OJD REGRESJI” – Jerzy BORYCZKA	71
IV.	OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU PÓŁNOCNEJ PÓŁKULI ZIEMI (NA PODSTAWIE WAHAŃ IZOTOPU TLENU $\delta^{18}O$ I DANYCH DENDROLOGICZNYCH) – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Arleta UNTON-PYZIOŁEK, Piotr GIESZCZ	88
V.	CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG CIĄGÓW DENDROLOGICZNYCH – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Szymon BIJAK, Robert CEBULSKI, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	99
VI.	PROBLEMY BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	123
VII.	WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATU MIAST EUROPY W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	131
7.1.	Długookresowe zmiany klimatu miast Europy	133
7.1.1.	Wiekowe zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1973 (1993) – Jan SKRZYPCZUK (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	133
7.1.2.	Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Alpach (XIX-XX wiek)(1994) – Małgorzata KIERZKOWSKA (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	145
7.1.3.	Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie i Pradze w latach 1779-1976 (1992) – Anna POROWSKA (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA).	156
7.1.4.	Zmiany temperatury powietrza na Helu w okresie 1851-1995 (2001) – Anna SZAREK (opiekun naukowy : Jolanta WAWER)	167
7.1.5.	Wahania temperatury powietrza w Warszawie i Tallinie w latach 1779-2000 – Szy-	295

	mon Bijak	176
7.1.6	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Warszawy w XVIII-XX wieku (2005) – Katarzyna KALECIŃSKA (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA).	183
7.1.7	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Moskwy w XVIII-XX wieku (2005) – Anna. MISIEWICZ (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	194
7.1.8	Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w XVIII-XX wieku (2009) – Grzegorz MAKSYMIOUK (opiekun naukowy Katarzyna GRABOWSKA)	204
7.2	Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy	213
7.2.1.	Wpływ aktywności Słońca na okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Europie (2008) – Michał ŁOPACKI (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	213
7.2.2.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Paryżu w XIX-XX wieku (2007) – Krzysztof BACZYŃSKI (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	229
7.2.3.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (2007) – Hanna GOŁDOWSKA (opiekun naukowy : JerBORYCZKA)	238
7.2.4.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku (na przykładzie Wrocławia i Marsylii)(2006) – Ewa LESZCZYŃSKA (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	250
7.2.5.	Rola Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu opadów atmosferycznych we Wrocławiu w XX wieku (2006) – Andrzej TOMASZEWSKI (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)	261
7.2.6	Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX i XX wieku i ich przyczyny – Katarzyna BRAKONIECKA (opiekun naukowy : Jerzy BORYCZKA)	272
7.2.7.	Zmiany klimatu Szwecji według danych dendrologicznych (2009) – Łukasz PAWŁOWSKI (opiekunowie naukowci: Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA)	289
VIII.	WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATU W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	299
8.1	Ocieplenie klimatu miast Europy w XVII-XX wieku i ich przyczyny – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	299
8.2	The influence of the North Atlantic Oscillations (NAO) on the Climate of Warsaw and Lviv – Jerzy BORYCZKA, Bohgan MUCHA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jolanta WAWER	307
8.3	Tendencje zmian klimatu Polski i Ukrainy w ostatnich stuleciach i ich przyczyny – Jerzy BORYCZKA, Bohdan MUCHA, Maria STOPA-BORYCZKA	312
IX.	ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W XVIII-XXI WIEKU I ICH PRZYCZYNY – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Halina LORENC, Bożena KICIŃSKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	321
X.	ZMIANY WARUNKÓW TERMICZNYCH I OPADOWYCH W WARSZAWIE OKREŚLONE NA PODSTAWIE POWOJENNEJ SERII OBSERWACYJNEJ Z OKĘCIA (1947-2009)-Urszula KOSSOWSKA-CEZAK	363
XI.	ZAKOŃCZENIE	387
	LITERATURA	411

Współczesne zmiany klimatu miast Europy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego

Oryginalne wyniki badań studenckich zawiera rozdział VII pt. „*Współczesne zmiany klimatu miast Europy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*”. Z kilkunastu prac magisterskich, dotyczących wiekowych zmian klimatu Europy Zachodniej, Środkowej i Wschodniej przedstawiono najważniejsze wyniki badań w odniesieniu do literatury klimatologicznej. Każdy problem badawczy scharakteryzowano, wybierając 1 lub 3 prace magisterskie.

Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą cykliczności, tendencji i prognoz klimatu na przykładzie niektórych miast reprezentujących Europę. Jest nim też zbadanie

przyczyn ich zróżnicowania w zależności od położenia geograficznego i wysokości nad poziomem morza. Do istotnych problemów badanych przez studentów można zaliczyć:

Wiekowe zmiany klimatu miast nizinnych Europy (Londyn, Warszawa, Moskwa)

Zmiany klimatu miast nizinnych Europy można scharakteryzować na podstawie trzech prac magisterskich.

1. W pracy **J. Skrzypczuka (1993)** p.t. *Wiekowe zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1973* określono cykliczność w wiekowym przebiegu temperatury powietrza w Środkowej Anglii w powiązaniu ze zmianami aktywności Słońca.

Tak długi ciąg wyników pomiarów temperatury powietrza w latach 1659-1973 (ponad trzystuletni) pozwolił wyznaczyć, metodą „sinusoid regresji”, nie tylko okresy o długości do 100 lat, ale także dłuższe. Okresy te były pomocne w późniejszej rekonstrukcji i prognozie zmian temperatury powietrza w Środkowej Anglii.

Okresy temperatury powietrza pogrupowano w zależności od czasu trwania na okresy o długości: 3-8, 9-14, 15-20, 21-28, 29-50, 51-89 i 90-110 lat i ponad 110 letnie. W każdym z badanych sezonów, miesięcy i roku stwierdzono po kilkanaście cykli temperatury powietrza, z których kilka jest istotnych statystycznie.

Na uwagę zasługują cykle 9-14 letnie, zbliżone do cyklu 11-letniego aktywności Słońca. Są to okresy zimowe (9- i 11-letni) i wiosenne (9 i 13-letni) oraz w lecie i jesieni, o długości 10 lat. Największe zmiany temperatury powietrza (przekraczające $0,3^{\circ}\text{C}$) występują w cyklu 10-letnim (lato).

Maksymalne wahania temperatury powietrza ($0,7^{\circ}\text{C}$) cechują cykl jesienny 105-letni o długości trwania 105 lat, istotny na poziomie ufności 99%.

Dużą zmiennością temperatury powietrza (do $0,6^{\circ}\text{C}$) charakteryzują się także cykle: 99-letni zimowy oraz 103-letni wiosenny – istotne na poziomach ufności 95 i 99%. W Środkowej Anglii stwierdzono także 169-letni cykl zimowy o amplitudzie $0,6^{\circ}\text{C}$ i cykl wiosenny trwający 177 lat, o amplitudzie (poniżej $0,5^{\circ}\text{C}$).

Prognoza zmian temperatury do 2100 roku pozwoliła wyznaczyć ekstrema lokalne w latach minimum 1994 ($8,8^{\circ}\text{C}$) i 2097 ($8,8^{\circ}\text{C}$); maksimum zaś wystąpi w 2035 i 2096 roku i będzie równe $9,4^{\circ}\text{C}$.

2. W pracy **K. Kalecińskiej (2005)** p.t. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Warszawy w XVIII-XX wieku* określono ekstrema (minima i maksima), wyróżniono przedziały czasu o tendencji spadkowej lub wzrostowej względem średniej z całego okresu badawczego oraz tendencji w przebiegu temperatury powietrza w Warszawie od XVIII do XX wieku. Tendencja średniej rocznej temperatury powietrza ma charakter wzrostowy i wynosi $0,58^{\circ}\text{C}$ na 100 lat. Tendencja wzrostowa temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000 występuje w przebiegu średnich wartości temperatury w obu półroczach, a także podczas zimy, wiosny i jesieni oraz w poszczególnych miesiącach tych sezonów. Wyróżniającą się porą roku jest natomiast lato. Charakteryzuje się ono niewielką tendencją malejącą temperatury powietrza ($0,04^{\circ}\text{C}$ na 100 lat). Spośród wszystkich miesięcy na szczególną uwagę zasługuje miesiąc grudzień z największą tendencją rosnącą -średnio o $1,41^{\circ}\text{C}$ na 100 lat oraz sierpień o największej tendencji malejącej - średnio o $0,16^{\circ}\text{C}$ na 100 lat.

Rozkłady dystrybucyj empirycznej, zbliżone do rozkładu normalnego, umożliwiły określenie prawdopodobieństwa występowania: chłodnych i ciepłych zim, wiosen, lat i jesieni oraz przekroczenia wartości progowych. Na przykład w zimie średnia wartość temperatury powietrza w wieloleciu 1779-2000 wynosi $-2,5^{\circ}\text{C}$. Jej wahania wykazują

jednak duży zakres od $-9,2^{\circ}\text{C}$ do $2,7^{\circ}\text{C}$ - największe spośród wszystkich sezonów. W zimie, prawdopodobieństwo wystąpienia średniej temperatury ≤ -10 , ≤ -5 , ≤ 0 oC wynosi 0,08, 14,92, 85,99 %.

3 W pracy **A. Misiewicz (2005)** p.t. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Moskwy w XVIII-XX wieku* określono cykliczne wahania i tendencje zmian temperatury powietrza w Moskwie w XVIII-XX wieku. Przedstawiono też prognozy temperatury powietrza w Moskwie w XXI wieku i prawdopodobieństw występowania chłodnych i ciepłych: zim, wiosen, lat i jesieni.

Istotne znaczenie poznawcze mają widma i okresy obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza w Moskwie w latach 1779-2002. Są to okresy około 8-letnie, kilkunastoletnie, około i ponad 100-letnie. W zimie, największymi amplitudami cechują się cykle o okresach: 2,4 ($0,993^{\circ}\text{C}$), 59,9 ($0,829^{\circ}\text{C}$), 46 ($0,761^{\circ}\text{C}$) oraz 133 lat - najistotniejszy ($0,741^{\circ}\text{C}$). Największym zakresem wahań $1,99^{\circ}\text{C}$ cechuje się cykl najkrótszy 2,4-letni. Wiosną najbardziej istotnymi są cykle najdłuższe: 176,1, 80,2 oraz 56,6-letni. Latem, do najistotniejszych należą cykle: 159 i 51,3-letni. Duże wartości amplitud b mają cykle: 159-letni ($0,638^{\circ}\text{C}$) i 51,3-letni ($0,493^{\circ}\text{C}$). Cykle średniej rocznej temperatury o największych amplitudami (b) to: 152,3-letni ($0,628^{\circ}\text{C}$), 2,4-letni ($0,285^{\circ}\text{C}$) oraz 12,6-letni ($0,262^{\circ}\text{C}$).

Tendencją wzrostową temperatury powietrza charakteryzują się: zima, wiosna i jesień, a lato spadkową. Zaznaczająca się przewaga ciepłych zim i wiosen pod koniec XX i na początku XXI wieku świadczy o ociepleniu klimatu. Prawdopodobieństwo wystąpienia lat cieplejszych jest większe niż chłodniejszych.

W celu określenia prognoz zmian klimatu w Moskwie na lata 2002-2100 wyznaczono funkcje uwzględniające nakładanie się cykli Θ_j temperatury powietrza.

Prognozy na lata 2003-2100 na podstawie okresowości wskazują na spadek temperatury w najbliższych latach. Prognozy przewidują w zimie ochłodzenie o kilka stopni Celsjusza w ciągu kilkudziesięciu lat, w lecie przewiduje się spadek temperatury powietrza o około $1-1,5^{\circ}\text{C}$ do 2100 roku.

Wiekowe zmiany klimatu miast górskich Europy (Genewa, Zurych, Saentis, Sonnblick)

W pracy **M. Kierzkowskiej (1994)** p.t. *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Alpach (XIX-XX wiek)* określono prawidłowości w przebiegu temperatury powietrza w terenach górskich w powiązaniu ze zmianami aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej. Ważnym rozwiązaniem problemem jest wyznaczenie cykli temperatury powietrza dla półroczy i roku metodą J. Boryczki (1993) dla Genewy – $H=416$ m (1768-1980), Zurychu – $H=569$ m (1864-1980), Saentis – $H=2500$ m (1883-1980) i Sonnblick – $H=3100$ m (1821-1980).

Na uwagę zasługują cykle około wiekowe i dwuwiekowe temperatury powietrza w Genewie – półrocze ciepłe: 93 lat ($b=0,182^{\circ}\text{C}$, $R=0,131$), 202 lat ($b=0,428$, $R=0,314$);

Rok: 165,3 ($b=0,341$, $R=0,340$). Najwyżej położona miejscowość Sonnblick wyróżnia się cyklicznością około 8- i 11-letnią: półrocze chłodne – 8 lat ($b=0,277$, $R=0,227$), 10 lat ($b=0,299$, $R=0,245$), półrocze ciepłe – 8 lat ($b=0,222$, $R=0,285$), 11 lat ($b=0,256$, $R=0,328$), rok – 7,9 lat ($b=0,240$, $R=0,309$), 9,7 lat ($b=0,157^{\circ}\text{C}$, $R=0,2850$)

W półroczu chłodnym w Zurychu (1864-1980) występują cykle: 9, 11, 34, 67 i 127 lat, a w półroczu ciepłym: 9, 11, 31, 41 i 73 lat. Wszystkie cykle są istotne statystycznie. Większymi wahaniami temperatury charakteryzuje się półrocze chłodne (są one w granicach od $0,3^{\circ}\text{C}$ do ponad $0,9^{\circ}\text{C}$) niż półrocze ciepłe (wahania przyjmują wartości od

0,2°C do 0,8°C). W przebiegu rocznym temperatury powietrza w Zurychu wyróżniono m.in. okresy: 8,4, 10,2, 11,4, 29,5 i 84,3lat

Prognozę zmian temperatury powietrza w Alpach wykonano na podstawie stacji Genewa, Zurych i Saentis. Zmiany te będą kształtowane przez następujące cykle rzeczywiste: w Genewie – 165,3-letni, 75,8-letni, 40,6-letni, w Saentis – 2,3-letni i 87-letni, w Zurychu – 2,7-letni, 7,7-letni oraz 84,3-letni. Można przypuszczać, że w Genewie znaczne ochłodzenie wystąpi w latach 1999-2020 oraz w latach 2040-2050. Antropogeniczne przyrosty temperatury powietrza w roku 2050 wyniosą: Genewa 0,1°C/100 lat, Saentis 0,38°C/100 lat i Zurych 0,056°C/100 lat. Składnik antropogeniczny na terenie Alp ma mały udział w kształtowaniu klimatu.

Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy (liczby Wolfa, NAO, typy Wangenheima i Osuchowskiej-Klein)

W pracy **M. Łopackiego (2008)** p.t. *Wpływ aktywności Słońca na okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Europie* określono wpływ aktywności Słońca na częstość występowania różnych typów cyrkulacji atmosferycznej. W tym celu wyznaczono widma liczb Wolfa, dni z typami cyrkulacji atmosferycznej Wangenheima, indeksu *NAO* Jonesa oraz typów Osuchowskiej-Klein we wszystkich porach roku i roku. Zbadano synchroniczność cyklicznych zmian oraz związki korelacyjne między cyrkulacją atmosferyczną a aktywnością słoneczną. Ponadto sporządzono prognozy wszystkich zmiennych do roku 2100. Porównano cykle około 8-letnie, 11-letnie i 100-letnie, charakteryzujące zmienność aktywności słonecznej. Tendencję rosnącą liczb Wolfa (11,42/100lat) w latach 1749-2002 określa równanie prostej regresji $W = 0,1142t - 161,3$, o współczynniku korelacji $r = 0,201$.

Aktywność słoneczna w latach 1749-2002 charakteryzuje się cyklicznością od 8,1 do 105 lat ($b=32,8$, $R=0,261$). Najsilniejszy jest cykl 11-letni ($b=63,5$, $R=0,493$), obecny we wszystkich sezonach i roku. Wykryto również liczne cykle 8,1-9,5-letnie, w większości istotne na poziomie 5%. Ponadto obecne są cykle wiekowe (103,9-106-letnie), istotne na poziomie 5%.

Typy cyrkulacji Wangenheima cechują się okresowością od 2,4 do 76,5 lat. Wyróżnia się cykliczność 14,2-17,6-letnia charakterystyczna dla wszystkich typów, około 31-letnia dla typu zachodniego i wschodniego, 6,3-8,9-letnia dla typu zachodniego i południkowego oraz 45,9-58,6-letnia dla typu wschodniego i południkowego. Indeks *NAO* Jonesa wykazuje cykliczność 2,3-156,4-letnią. Dominujące okresy mają długość 7,7-7,8 lat i występują w styczniu, lutym, sierpniu, październiku, jesienią,

Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na profilach : południkowym (Sztokholm, Warszawa, Ateny) i równoleżnikowym (Paryż, Warszawa, Moskwa)

Cykle i tendencje zmian temperatury powietrza w Europie na profilach : południkowym i równoleżnikowym przedstawiono w pracy magisterskiej **K. Brakonieckiej (2009)** p.t. *Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX i XX wieku i ich przyczyny*.

W pracy zbadano zmiany temperatury powietrza w pięciu wybranych miastach europejskich w 120-leciu 1881-2000 w odniesieniu do zmian aktywności Słońca (liczb Wolfa) oraz cyrkulacji strefowej, opisanej wskaźnikiem *NAO* w tym samym czasie. Wahania roczne i cykle długie zmian temperatury powietrza określono w zależności od

położenia geograficznego – na profilach: południkowym (Sztokholm, Warszawa, Ateny) i równoleżnikowym (Paryż, Warszawa, Moskwa). Wykazano synchroniczność niektórych cykli zmian aktywności Słońca, wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza w Europie. Zastosowano metodę sinusoid regresji badania cykliczności zmiennych, opracowaną przez J. Boryczkę (1998). Wykorzystano program BOR (dostępny w Zakładzie Klimatologii UW). Zbadano też korelację temperatury powietrza od wskaźnika *NAO* i liczb Wolfa.

Ciągi pomiarowe temperatury powietrza zostały skrócone do jednakowego ($n=120$ lat) przedziału czasu 1881-2000, by porównać zarówno okresy jak też tendencje zmian.

Miasta europejskie dobrano tak, aby można było zbadać zależność cykli temperatury powietrza od szerokości i długości geograficznej. Warszawę ($\varphi=52^{\circ}13'N$, $\lambda=21^{\circ}02'E$, $H=110$ m n.p.m.) reprezentującą Europę Środkową przyjęto jako punkt odniesienia dla miast zlokalizowanych na osiach północ-południe oraz wschód-zachód. Europę Północną reprezentuje Sztokholm ($\varphi=59^{\circ}34'N$, $\lambda=18^{\circ}06'E$, $H=44$ m) Europę Południową – Ateny ($\varphi=37^{\circ}58'N$, $\lambda=23^{\circ}43'E$, $H=107$ m), Europę Zachodnią – Paryż ($\varphi=48^{\circ}58'N$, $\lambda=2^{\circ}27'E$, $H=65$ m.), a Europę Wschodnią – Moskwa ($\varphi=55^{\circ}50'N$, $\lambda=37^{\circ}37'E$, $H=156$ m.). Rozbieżność wzdłuż południka (\square) nie przekracza 3° , a równoleżnik \square – 4° .

Profil południkowy. W położonym najdalej na północ Sztokholmie najwyższa średnia temperatura powietrza $17,3^{\circ}C$ występuje w lipcu, a najniższa $-2,9^{\circ}C$ w lutym. W Warszawie położonej dalej na południe, najwyższa średnia miesięczna temperatura powietrza $18,7^{\circ}C$ występuje także w lipcu, ale jest zaledwie o $1,4^{\circ}C$ wyższa. Najzimniejszym miesiącem ($-2,8^{\circ}C$) jest styczeń. W Atenach także najcieplejszy jest lipiec ($27,4^{\circ}C$) a najchłodniejszy styczeń ($9,3^{\circ}C$).

W Sztokholmie zimowe cykle temperatury powietrza: krótki 2,4-letni, 7,7-letni oraz 21,2-letni (o największą amplitudzie zmian ($2b=1,8^{\circ}C$) są istotne na poziomie 5%. W lecie w Sztokholmie wyróżniają się trzy okresy: 19,8-, 25,3- oraz 33,2-letni (o największej amplitudzie zmian ($2b=0,9^{\circ}C$), istotne statystycznie na poziomie 5%.

Najistotniejszym zimowym okresem zmian temperatury powietrza w Warszawie jest okres 5,7-letni (o amplitudzie zmian $2,0^{\circ}C$). W lecie najistotniejszy jest okres 67,8-letni temperatury powietrza z amplitudą wahań $1,0^{\circ}C$. W Atenach w zimie najistotniejszy jest cykl krótki 2,4-letni (o amplitudzie zmian, dochodzącej do $0,8^{\circ}C$).

Profil równoleżnikowy. Najmniejsze i największe wartości średniej miesięcznej temperatury powietrza w badanym 120-leciu we wszystkich trzech miastach występują w tych samych miesiącach – maksima w lipcu, a minima – w styczniu. Na przykład w Paryżu w styczniu ($3,2^{\circ}C$) jest cieplej niż w Warszawie ($-2,8^{\circ}C$), a znacznie cieplej niż dalej na wschód – w Moskwie ($-9,7^{\circ}C$). Amplitudy temperatury powietrza dochodzące prawie do $30^{\circ}C$ w ciągu roku występują w Moskwie.

Na profilu równoleżnikowym (Paryż, Moskwa) w latach 1881-2000, najbardziej typowe w Paryżu okazały się okołowiekowe okresy zmian, temperatury powietrza

W Warszawie uwidacznia się, zwłaszcza zimą spadek istotności cykli długich – około 100-letnich i 20-50-letnich na rzecz grup cykli 5 i 7-letnich. W Moskwie w zimie najbardziej zaznacza się zróżnicowanie amplitud cykli w zależności od odległości od Oceanu Atlantyckiego. Prawie trzykrotnie większe są amplitudy zmian w cyklach krótkich w Moskwie niż Paryżu – odpowiednio $2,2^{\circ}C$ i $0,8^{\circ}C$, a w Warszawie amplituda ta wynosi $1,3^{\circ}C$.

Cykle o długości 7-8 lat są istotne statystycznie w przypadku średniej temperatury zimy i roku w Paryżu i Warszawie. Cykle około 30-letnie badane pod względem synchroniczności występowania maksimów liczb Wolfa i zmienności wskaźnika *NAO* to

odpowiednio 37,3 oraz 36,0 lat. Cyrkulacja strefowa w Europie jest silnie skorelowana z aktywnością Słońca w przypadku cykli około 30-letnich

Korelacja temperatury powietrza i NAO. W półroczu chłodnym są istotne zależności – większa wartość współczynnika korelacji występuje w przypadku Sztokholmu niż Warszawy. W Sztokholmie i Warszawie, największa zależność temperatury powietrza od cirkulacji strefowej w Europie jest w styczniu i lutym (współczynnik korelacji wartość 0,6).

Wartości współczynnika r na profilu równoleżnikowym, podobnie jak na południkowym są bliskie zera w miesiącach pory cieplej. W Moskwie w żadnym przypadku wartość współczynnika korelacji nie przekracza wartości 0,5, ale wartości w miesiącach pory chłodnej są odpowiednio większe niż w miesiącach pory cieplej. W Paryżu również znacznie większe wartości współczynnika korelacji występują w miesiącach zimowych niż letnich – przy czym najwyższe, wahające się w granicach 0,6 wartości współczynnika r dotyczą średnich stycznia, lutego i marca.

W Moskwie, Paryżu i Warszawie temperatura powietrza jest istotnie skorelowana ze zmianami aktywności Słońca (na poziomie 5%). Najsilniejsze zależności temperatury powietrza od aktywności Słońca występują w Moskwie.

Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie (Szwecja) na podstawie danych dendrologicznych

W pracy magisterskiej **Ł. Pawłowskiego (2009)** p.t. *Zmiany klimatu Szwecji według danych dendrologicznych* przedstawiono cykle obecne w ciągach czasowych przyrostów rocznych sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) w Szwecji – w odniesieniu do okresów temperatury powietrza o długościach. około 4, 8, 11, 100 i 180 lat. Wyznaczono też tendencje zmian szerokości słoje sosny i wykazano związki szerokości słoje sosny z temperaturą powietrza. Zasadniczy materiał badawczy stanowią dane o przyrostach radialnych gatunku sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris*), pochodzące z dwóch stanowisk na terytorium Szwecji: Sztokholm (59°09'N, 18°00'E, wysokość 75 m n.p.m) z lat 1713-1996 i Muddus – z Parku Narodowego Muddus (66°51'N, 22°27'E, wysokość 450 m n.p.m) z lat 1572 –1971. Cykliczność zbadano stosując metodę *sinusoid regresji* J. Boryczki (1998), wyznaczania widm, zmieniając okres sinusoidy regresji z krokiem co 0,1 i 1 rok (w przypadku słoje sosny)

Cykle temperatury powietrza w Sztokholmie o największych współczynnikach korelacji: 11- letni ($R=0,473$) 103- letni ($R=0,286$) i 189-letni ($R=0,223$) świadczą, że na zmiany klimatu Szwecji mają największy wpływ cykle aktywności Słońca: 11lat i najdłuższe około 100- i 180- lat

Prognozy zmian średniej rocznej temperatury powietrza w Sztokholmie, opracowano za pomocą programu BOR 3 – z uwzględnieniem składnika liniowego (at). Wahania krótkookresowe temperatury powietrza w Sztokholmie wskazują na wystąpienie do roku 2100 trzech okresów cieplejszych z maksimami około lat 2027, 2052, 2080, oraz minimów okresów chłodniejszych w latach 2034 i 2074.

Cykle szerokości słoje sosny (*Pinus sylvestris*). W widmach szerokości słoje sosny występują cykle będące wielokrotnością 11-letniego cyklu aktywności Słońca. Cykliczność około 22 – letnia cechuje się największymi amplitudami w przyrostach sosny w Sztokholmie. – współczynnik korelacji wynosi $R= 0,417$. Najdłuższe cykle o długościach około 100 lat i około 180-letnie są obecne w widmach przyrostowych słoje sosny zwyczajnej w Szwecji. Cykle te są związane z długookresowymi zmianami aktywności Słońca i występują w cykliczności temperatury powietrza. Przyrosty roczne

sosny Muddus wykazują cykliczność 89-letnią, ($R=0,232$). Najdłuższy z cykli jest obecny w widmach sosny w Sztokholmie (169 lat) i Muddus. Przyrosty radialne sosny z Parku Narodowego Muddus odznaczają się cyklicznością 182-letnią, ze współczynnikiem korelacji $R=0,231$.

Cykle temperatury powietrza wykazują zbliżoną okresowość do cykli Oscylacji Północnoatlantyckiej. Do analizy wybrano niektóre cykle o zbliżonych okresach spośród widm wskaźnika *NAO* i szerokości sło sosny. Cykl o okresie 11 lat wystąpił w widmie sosny Sztokholm ($R=0,176$). Natomiast okresowością około 33-letnią charakteryzuje się zmienność przyrostów sosny Muddus.. Zbieżnością odznaczają się cykle 13 letnie sosny w Muddas i wskaźnika *NAO*. Ekstrema tych cykli są widoczne w tych samych latach. Maksima wystąpiły w latach 1831, 1844 itd., natomiast minima w latach 1825, 1838 itd. Najdłuższy porównywany cykl wskaźnika *NAO* o okresie 118 lat ma sobie podobny w widmie przyrostów sosny w Muddas, $\Theta=120$.

3.26/27. Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)

Tom XXVI-XXVII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 596

Tom XXVI-XXVII stanowi szóstą część studenckich badań klimatu w różnych skalach przestrzennych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

Układ treści nawiązuje do wcześniejszych badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii (rozdz. II). Najpierw przedstawiono publikacje na ten temat, a potem prace archiwalne.

W rozdziale III przedstawiono artykuł pt. *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy z zastosowaniem wielomianów regresji 2. stopnia (1961-1990)*. Cechy termiczne klimatu Europy z zastosowaniem wielomianów 4 stopnia to rozdz. IV. W rozdziale V zajęto się falami chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w 60-leciu (1951-2010) na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego położonego na Nizinie Środkowomazowieckiej – Równinie Warszawskiej.

Oryginalną część pracy stanowią rozdziały VI pt. *Zmiany klimatu Mazowsza w odniesieniu do obszaru Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego* i VII *Wpływ ukształtowania i rzeźby terenu na zróżnicowanie klimatu Mazowsza według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego*. Najwięcej prac magisterskich dotyczy klimatu Niziny Środkowomazowieckiej i Kotliny Płockiej, a najmniej – Wzniesień Południowomazowieckich. Artykułem na zamówienie jest rozdział VIII pt. *Zmiany roczne i wieloletnie opadów atmosferycznych we wschodniej części Niziny Mazowieckiej (na przykładzie Warszawy-Okęcia i Siedlec)* autorstwa U. Kossowskiej-Cezak i J. Skrzypczuka.

Do ważniejszych problemów rozwiązywanych w pracach magisterskich należą:

- Cechy klimatu Polski w odniesieniu do równoleżnika $\varphi = 52^{\circ}\text{N}$
- Zmiany klimatu Mazowsza w odniesieniu do obszaru Polski
- Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zachmurzenia na Mazowszu
- Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu stanu aerosanitarnego Mazowsza
- Regionalne zróżnicowanie cech termicznych klimatu Mazowsza na przykładzie Nizin: Środkowomazowieckiej, Północnomazowieckiej i Południowopodlaskiej
- Mezoregionalne zróżnicowanie klimatu Mazowsza na przykładzie Kotliny Warszawskiej i Wysoczyzny Siedleckiej
- Antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy

W końcowych rozdziałach niektórych prac magisterskich zamieszczono też oceny klimatu badanych województw na potrzeby gospodarki człowieka np. rolnictwo, ogrodnictwo, turystyka i wypoczynek. Problemy te najlepiej przedstawia J. Wikieł-Wawer w pracy pt. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* (1977).

Klimat badanego obszaru z punktu widzenia potrzeb rolnictwa, kształtuje się dla wielu upraw korzystnie, przede wszystkim dzięki wyższej temperaturze powietrza, małej liczbie przymrozków, dni mroźnych i bardzo mroźnych niż w województwach sąsiadujących od północy i wschodu. Niestety sumy opadu (zwłaszcza na północy i

wschodzie Kotliny Warszawskiej) są niewystarczające do podtrzymywania wilgoci glebowej, jest tu bardzo sucho, co jest szczególnie niekorzystne dla owsa, jęczmienia, kukurydzy itp.

W badanym obszarze występują gleby niskiej jakości piaszczyste i piaszczysto-gliniaste i mimo że na przykład do uprawy buraka cukrowego i pszenicy, warunki klimatyczne są dogodne, to jednak gleby determinują uprawy na szerszą skalę.

Bardziej dogodny jest klimat dla upraw warzywniczych i sadowniczych (głównie na Równinie Warszawskiej i Łowicko-Błońskiej), gdzie drzewa owocowe najwcześniej zakwitają, a sprzyjają temu: dobre usłonecznienie, krótki okres z przymrozkami, najkrótszy okres zalegania pokrywy śnieżnej. Udział tych działów gospodarki rolnej w użytkowaniu rolniczym ziemi stale wzrasta i obecnie 9,9% wszystkich upraw stanowią warzywa, a 3,6% – sady. Ponadto rozwój gospodarki rolnej, uprawa inspektowa, szklarniowa wykluczają ujemne skutki klimatu województwa, jak niskie opady, czy też przymrozki.

Okolice Zalewu Zegrzyńskiego są z punktu klimatu terenami o najdogodniejszych warunkach dla rozwoju turystyki. Jest tu bowiem ciepło (powyżej 7,5°C), mało jest opadów i liczby dni z opadem, duże usłonecznienie, nieduże zachmurzenie, większe prędkości wiatru, co sprzyja żeglarsztwu.

Z kolei Puszcza Kampinoska jest „oazą” czystego, leśnego powietrza, bogatego w fitoncydy. Warunki termiczne są sprzyjające, lecz niestety „ściana” Puszczy odznacza się zwiększonymi opadami o dużym natężeniu (najwyższe maksima dobowe). Rejon ten poleca się szczególnie na wycieczki piesze i rowerowe szlakami turystycznymi.

Warszawa, jako stolica Polski i jako miasto z licznymi zabytkami, muzeami i innymi walorami kulturalnymi jest również dużym ośrodkiem turystycznym województwa. Niestety termiczne warunki klimatu stolicy są mniej sprzyjające dla turystów w okresie letnim, z racji wysokiej temperatury, większej ilości dni gorących i upalnych oraz parnych, oraz gorszych warunków aerosanitarnych.

Oceny klimatu na potrzeby budownictwa można znaleźć w pracy A. Ślęzak pt. *Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej* (1978), w której stwierdzono duży wpływ zabudowy miejskiej na kierunek i prędkość wiatru w ciągu całego roku. Natomiast w pracach M. Śmietanki pt. *Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu* (1995) i P. Parzuchowskiego pt. *Klimat lotniska Sądów w Radomiu* (2008) oceniono klimat na potrzeby komunikacji drogowej i lotniczej. Określono w nich warunki pogodowe sprzyjające wypadkom drogowym oraz warunki utrudniające funkcjonowanie lotniska.

SPIS TREŚCI (26-27)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	NATURALNE I ANTROPOGENICNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	9
III.	WPLYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA KLIMAT EUROPY – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	15
IV.	CECHY TERMICZNE KLIMATU EUROPY – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	31
V.	FALE CHŁODU I CIEPŁA W PRZEBIEGU ROCZNYM TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE (1951-2010) – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	43
VI.	ZMIANY KLIMATU MAZOWSZA W ODNIESIENIU DO OBSZARU POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersytetu WARSZAWSKIEGO	54
6.1.	Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Mazowsza (2006) – Magdalena NOWAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	64

6.2.	Cechy termiczne klimatu województwa mazowieckiego (2010) – Anna DZIOBAN (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	82
6.3.	Zachmurzenie w Polsce i jego związek z typami cyrkulacji atmosferycznej (2010) – Magdalena PAWLAK (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)	109
6.4.	Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Polsce (2005) – Kamila PYŁKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	138
VII.	WPŁYW UKSZTAŁTOWANIA I RZEŻBY TERENU NA ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU MAZOWSZA WEDŁUG PODZIAŁU FIZYCZNOGEOGRAFICZNEGO J. KONDRACKIEGO	172
7.1.	Klimat Niziny Środkowomazowieckiej	172
7.1.1.	Zachmurzenie i wilgotność powietrza w województwie warszawskim w latach 1951-1960 (1968) – Maria KRUK (opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)	172
7.1.2.	Klimat Stołecznego Województwa Warszawskiego (1977) – Jolanta WAWER, (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	178
7.1.3.	Charakterystyka klimatu Kotliny Warszawskiej (1971-1980) (1991) – Anna SZTABOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	184
7.1.4.	Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej (1978) – Aleksandra ŚLĘZAK (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Danuta MARTYN)	213
7.1.5.	Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią, cz. III. Stosunki opadowe (1963) – Elżbieta TCHÓRZEWSKA (opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	219
7.1.6.	Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. I. Stosunki termiczne (1971) – Barbara WALCZAK (opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)	230
7.1.7.	Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. II. Stosunki wilgotnościowe i anemometryczne (1970) – Barbara WIERZCHOWSKA (opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)	237
7.1.8.	Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. III. Stosunki nefologiczne i opadowe (1971) – Jolanta RÓŻYCKA (opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)	243
7.1.9.	Wpływ warszawskiej skarpy wiślanej na warunki termiczno-wilgotnościowe (1990) – Beata WOLSZCZAK (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	250
7.1.10.	Charakterystyka klimatu Równiny Łowicko-Błońskiej w latach 1951-1965 (1992) – Beata NIEDŹWIEDŹ-GOSTOMSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	261
7.2.	Klimat Kotliny Płockiej	273
7.2.1.	Klimat województwa Płockiego (1979) – Małgorzata DASZKIEWICZ (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)	273
7.2.2.	Zmiany czasowo-przestrzenne pola opadów atmosferycznych w województwie płockim w latach 1951-1970 (1984) – Marianna KUBICKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	283
7.2.3.	Ogólna charakterystyka klimatu Płocka (1979) – Ryszard WÓJCIKOWSKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	290
7.2.4.	Związki korelacyjne parametrów meteorologicznych w Płocku (1951-1965) (1979) – Helena SIEREDZIŃSKA (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	306
7.2.5.	Wpływ wiatru na temperaturę powietrza w Płocku (1980) – Leszek ŁAPA (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)	316
7.2.6.	Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Płocka (1988) – Stefan NOWICKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	319
7.2.7.	Wstępna charakterystyka klimatu lokalnego Mazowieckich Zakładów Petrochemicznych w Płocku (1980) – Marek KROŚKIEWICZ (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)	328

7.2.8.	Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w cieplej porze roku – Anna OSET (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	338
7.2.9.	Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w półroczu chłodnym (1980) – Barbara BELI (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	347
7.2.10.	Wpływ zabudowy na klimat lokalny Płocka (1988) – Eżbieta BŁAŻEK (opiekun naukowy: Maria STOPA- BORYCZKA)	357
7.2.11.	Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rzeźby terenu na przykładzie okolic Płocka (1987) – Lidia ROMANIEC (opiekun naukowy: Urszula KOS-SOWSKA-CEZAK)	366
7.2.12.	Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rodzaju upraw (1981) – Maria JARZYNA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	373
7.2.13.	Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki termiczne na przykładzie transektu położonego w okolicy Płocka (1987) – Maciej JAWOREK (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	384
7.2.14.	Bilans radiacyjny zlewni eksperymentalnej w Murzynowie (1990) – Janusz KOSIŃSKI (opiekun naukowy: Witold LENART)	393
7.3.	Klimat Niziny Północnomazowieckiej	398
7.3.1.	Ogólna charakterystyka klimatu Mławy (1951-1965) (1981) – Ireneusz PRUSINOWSKI (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	398
7.3.2.	Opady atmosferyczne na Wzniesieniach Mławskich i Równinie Raciąskiej (2000) – Andrzej BOJANOWSKI (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	409
7.3.3.	Zróżnicowanie warunków termiczno-wilgotnościowych w Sierpcu (1976) – Danuta DANIELAK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)	313
7.3.4.	Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Sierpca w miesiącach letnich (1977) – Monika ŻYROMSKA-STARZYK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	421
7.3.5.	Klimat województwa Ostrołęckiego (1977) – Ewa JASŁOWSKA (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	429
7.3.6.	Charakterystyka klimatu Ostrołęki (1993) – Janina KURPIEWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	437
7.3.7.	Zróżnicowanie warunków klimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku) (1974) – Katarzyna STAROSTA (opiekunowie naukowci: Witold LENART, Urszula KOSSOWSKA, Maria STOPA -BORYCZKA)	443
7.3.8.	Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku)(1974) – Barbara GABRYL (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Maria KOPACZ)	450
7.4.	Klimat Niziny Południowopodlaskiej	459
7.4.1.	Klimat Województwa Siedleckiego (1977) – Małgorzata ROGOWIEC (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI)	459
7.4.2.	Charakterystyka klimatu Wysoczyzny Siedleckiej (1995) – Urszula MAKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	471
7.4.3.	Charakterystyka klimatu Siedlec (1986) – Grażyna DĄBROWSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jerzy BORYCZKA)	479
7.4.4.	Charakterystyka fizycznogeograficzna okolic Żelechowa ze szczególnym uwzględnieniem topoklimatu (2001) – Dariusz DOROBISZ (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	489
7.5.	Klimat Wzniesień Południowomazowieckich	496
7.5.1.	Klimat województwa Skierniewickiego (1977) – Jolanta MATUSIAK (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	496
7.5.2.	Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (1997) – Eżbieta BOGDAN (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	503
7.5.3.	Ogólna charakterystyka klimatu Radomia (1979) – Krystyna GÓRSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	509
7.5.4.	Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu (1995) – Magdalena ŚMIETANKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	518

7.5.6.	Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2008) – Paweł PARZUCHOWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	530
VIII.	OPADY ATMOSFERYCZNE WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY MAZOWIECKIEJ (NA PRZYKŁADZIE WARSZAWY I SIEDLEC (1949-2010) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jan SKRZYPCZUK	540
IX.	OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADAŃ KLIMATU MAZOWSZA W PRA-CACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	560
X.	ZAKOŃCZENIE	569
XI.	LITERATURA	585

W pracy określono najpierw najważniejsze cechy klimatu Europy, wynikające z jej położenia w umiarkowanych szerokościach geograficznych – w sąsiedztwie Oceanu Atlantyckiego i strefowego ukształtowania jej powierzchni. Badania przeprowadzono na podstawie wyników pomiarów podstawowych elementów klimatycznych na stacjach europejskich w latach 1961-1990 (CLINO, 1991).

Metody badań modelowych zmienności przestrzennej klimatu zaproponowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego są sprawdzone na przykładach mniejszych i większych obszarów, położonych w różnych szerokościach geograficznych: Polska i Europa (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1974, 1990, 1994, Śmiałkowski 1991, Barańska 1994), Kanada (Piotrowski 2001), Irak (Ahmed 1987), Wietnam (Van Than 1990).

Aproksymacji pól temperatury powietrza i innych zmiennych meteorologicznych dokonano tam za pomocą równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Wyjątkowo na obszarze Polski i Europy zastosowano wielomiany regresji drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia względem trzech współrzędnych położenia: szerokości geograficznej φ , długości λ , i wysokości nad poziomem morza H .

Dobrym narzędziem badań klimatu Europy okazały się modele statystyczne trójwymiarowe pól zmiennych klimatologicznych $y = f(\varphi, \lambda, H)$. Są nimi wielomiany regresji względem trzech współrzędnych kartezjańskich: szerokości φ i długości geograficznej λ oraz wysokość nad poziomem morza H , które spełniają podwójną rolę - jednocześnie czynników geograficznych. Wprowadzenie do wielomianów regresji wysokości bezwzględnej H (oprócz szerokości i długości geograficznej φ, λ) znacznie zwiększa dokładność modeli, ponieważ elementy klimatologiczne są z nią silnie skorelowane. Według J. Kondrackiego (1994) jest to ważki wkład autorów w udoskonalenie modeli statystycznych, opisujących pola zmiennych meteorologicznych.

Cechy klimatu Polski w odniesieniu do równoleżnika $\varphi = 52^\circ \text{N}$

Istotne znaczenie poznawcze ma porównanie średnich obszarowych wartości elementów klimatu w Polsce (środek: $\varphi_{\text{sr}} = 52^\circ \text{N}$, $\lambda_{\text{sr}} = 20^\circ \text{E}$, znajdującego się w pobliżu Warszawy) ze średnimi na równoleżniku tj. części lądowej, morskiej i euroazjatyckiej (tab. 3, wg **J. Śmiałkowskiego 1991**).

Usłonecznienie rzeczywiste w styczniu w Polsce wynosi $U = 50$ godzin. Jest ono bardziej zbliżone do średniego $U = 40$ na oceanach niż lądach $U = 70$ i mniejsze o 10 godzin od średniego na równoleżniku $\varphi = 52^\circ \text{N}$. W lipcu suma godzin ze Słońcem w Polsce $U = 230$ jest zbliżona do usłonecznienia na lądach i Eurazji - odpowiednio 255 i 260 niż na oceanach $U = 48$ i przewyższa znacznie średnią równoleżnika $U = 186$ godzin). Sumy roczne usłonecznienia rzeczywistego $U = 1900$ godzin, które w Polsce są nieco większe niż na lądach $U = 1875$ i nieznacznie mniejsze niż w Eurazji - 1962.

Promienowanie całkowite w grudniu $I_c = 6 \text{ kJ/cm}^2$ na obszarze Polski jest o 1 kJ/cm^2 mniejsze niż średnie na równoleżniku (lądy i Eurazja), a o 1 kJ/cm^2 większe niż na oce-

anach. W czerwcu suma promieniowania całkowitego wynosi w Polsce $I_c = 62 \text{ kJ/cm}^2$. Jest ono większe od średniego na oceanach $I_c = 34$, na całym równoleżniku $I_c = 51^\circ$ oraz lądach i 567 Eurazji $I_c = 59 \text{ kJ/cm}^2$. Suma roczna promieniowania całkowitego w Polsce $I_c = 416 \text{ kJ/cm}^2$ jest większa od średniej na całym równoleżniku $I_c = 374 \text{ kJ/cm}^2$. Promieniowanie I_{cj} jest zbliżone do średnich wartości w Eurazji $I_c = 433$ i lądach $I_c = 424 \text{ kJ/cm}^2$ (tab.1).

Tabela 1. Średnie wartości elementów klimatu na równoleżniku $\varphi = 52^\circ\text{N}$ i wybranych jego częściach

Elementy Klimatu		Miesiące	Polska $\varphi_{sr} = 20^\circ\text{E}$	Eurazja	Lądy	Oceany	$\varphi = 52^\circ\text{N}$
Usłonecznienie	godz	Styczeń	50	71	70	40	60
		Lipiec	230	260	255	48	168
		Rok	1900	1962	1875	1117	1622
Promieniowanie całkowite)	kJ/cm^2	Grudzień	6	7	7	5	7
		Czerwiec	62	59	59	34	51
		Rok	416	433	424	279	374
Temperatura powietrza	$^\circ\text{C}$	Styczeń	-3,0	-13,7	-15,2	2,1	-8,9
		Lipiec	19,0	17,1	16,6	11,5	14,7
Amplituda roczna	$^\circ\text{C}$	Rok	22,0	33,2	32,8	13,3	26,3
Wilgotność względna	%	Styczeń	81	78	78	81	79
		Lipiec	73	66	66	88	74
Zachmurzenie	%	Styczeń	75	60	57	66	60
		Lipiec	53	59	58	70	62
Opad atmosferyczny	mm	Styczeń	25	33	25	27	26
		Lipiec	85	79	81	31	63
		Rok	500	516	546	1346	830
Ciśnienie atmosferyczne	hPa	Styczeń	1014	1023	1020	1004	1015
		Lipiec	1013	1009	1010	1016	1012

Temperatura powietrza w styczniu w Polsce $T = -3,0^\circ\text{C}$ jest wyższa od średniej na równoleżniku $T = -8,9^\circ\text{C}$ i średniej na lądach i Eurazji – odpowiednio $T = -15,2$ i $T = -13,7^\circ\text{C}$, a niższa od średniej oceanów $T = +2,1^\circ\text{C}$. Natomiast średnia lipca w Polsce $T = 19^\circ\text{C}$ przewyższa średnie z obszarów oceanów $T = 11,5$, całego równoleżnika $T = 14,7$, lądów $T = 16,6$ i Eurazji $T = 17,1^\circ\text{C}$.

Amplituda roczna temperatury powietrza równa 22°C w Polsce jest mała w porównaniu z całym równoleżnikiem $26,3^\circ\text{C}$ - lądami $32,8^\circ\text{C}$ i Eurazją $33,2^\circ\text{C}$ a przewyższa średnią z oceanów $11,5^\circ\text{C}$.

Wilgotność względna powietrza $f = 81\%$ w styczniu w Polsce jest większa od średniej z całego równoleżnika $f = 79$ i z lądów i Eurazji $f = 78$. W Polsce w lipcu wynosi ona $f = 73$ i jest zbliżona do średniej z całego równoleżnika $f = 74$, a jest większa niż na lądach i w Eurazji $f = 66$ i nieco mniejsza od średniej z oceanów $f = 88\%$.

Zachmurzenie w Polsce w styczniu $N = 75\%$ jest duże w odniesieniu do oceanów $N = 66$, całego równoleżnika $N = 60$, Eurazji $N = 60$ i lądów $N = 57$. Natomiast zachmurzenie w lipcu $N = 53$ jest wartością mniejszą od średniego z oceanów $N = 70$, całego równoleżnika $N = 62$, Eurazji $N = 59$ i lądów $N = 58\%$. Zachmurzenie na terytorium Polski wyróżnia się na tle równoleżnika $\varphi = 52^\circ\text{N}$.

Suma opadów atmosferycznych w Polsce w styczniu wynosi $P = 25 \text{ mm}$ i nie wyróżnia się, w odniesieniu do całego równoleżnika $P = 26$, oceanów $P = 27$, lądów $P = 25$ oraz Eurazji $P = 33 \text{ mm}$. W lipcu sumy opadów atmosferycznych w Polsce są duże $P = 85 \text{ mm}$. Są one większe niż na oceanach $P = 31$, na całym równoleżniku $P = 308$

63, w Eurazji $P = 79$ i na lądach $P = 81$ mm. Sumy roczne opadów atmosferycznych w Polsce $P = 500$ mm są niewielkie w porównaniu z oceanami $P = 1346$, całym równoleżnikiem $P = 830$ mm. Są one zbliżone do średniej na lądach $P = 546$ i w Eurazji $P = 516$ mm.

Ciśnienie atmosferyczne w Polsce o wartościach średnich: $p = 1014$ hPa w styczniu i $p = 1013$ hPa w lipcu jest zbliżone do średniego na całym równoleżniku (odpowiednio $p = 1015$ i $p = 1012$ hPa). W styczniu jest ono wyższe niż średnie nad oceanami $p = 1004$ hPa, a niższe od średnich wartości na lądach $p = 1020$ i w Eurazji $p = 1023$. W lipcu zaś jest przeciwnie, ciśnienie atmosferyczne w Polsce jest niższe niż na oceanach $p = 1016$, a wyższe niż na lądach $p = 1010$ i w Eurazji $p = 1009$ hPa)

Z porównań wynika, że średnie wartości elementów klimatu w Polsce w miesiącach zimowych są zbliżone do wartości mierzonych na stacjach położonych w pobliżu równoleżnika $\varphi = 52^\circ\text{N}$ nad oceanami, a w letnich – nad lądami. Obszar Polski pod względem przebiegu rocznego sum opadów jest podobny do obszarów Azji. Natomiast temperatura powietrza w Polsce jest zimą znacznie niższa niż nad oceanami, a wyższa niż nad lądami. Latem powietrze nad Polską jest cieplejsze niż nad obszarami – o klimacie morskim i chłodniejsze niż nad obszarami – o klimacie kontynentalnym. Są to cechy przejściowe klimatu Polski – od klimatu morskiego do kontynentalnego.

Zmiany klimatu Mazowsza w odniesieniu do obszaru Polski

Celem pracy **M. Nowakowskiej (2005)** pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Mazowsza* jest określenie cech charakterystycznych klimatu Mazowsza, wyodrębnionych na tle klimatu Polski.

Mazowsze na tle Polski wyróżnia się przede wszystkim uprzywilejowaniem solaro-termicznym. Średnie roczne sumy usłonecznienia przekraczają 1600 godzin, a w zachodniej części regionu nawet 1650 godzin, podczas gdy przeciętnie w Polsce roczne sumy usłonecznienia wynoszą 1539 godz., w Warszawie są wyższe i wynoszą 1589 godz. O uprzywilejowaniu termicznym Mazowsza świadczy wyższa temperatura powietrza, szczególnie latem różnica między średnią temperaturą powietrza w Warszawie i w Polsce jest większa – o około 0,7-0,8 °C. Średnia roczna temperatura powietrza na Mazowszu maleje w kierunku północno-wschodnim, na zachodzie wynosi ponad 8,0°C, a w północno-wschodniej części regionu spada do niecałych 7,0°C.

Mazowsze jest regionem o najmniejszej wilgotności względnej powietrza. Wilgotność względna średnio w roku, w Warszawie wynosi 80%, a najmniejsza wilgotność względna w najsuchszym miesiącu – maju 72%.

Zachmurzenie w południowej części Mazowsza średnio w roku wynosi poniżej 62%, jednak im dalej na północ tym zachmurzenie jest większe. Największym zachmurzeniem, powyżej 67%, cechuje się północna część Wysoczyzny Ciechanowskiej. Mazowsze charakteryzuje się jednymi z najniższych sum opadów atmosferycznych w Polsce. Średnie sumy wynoszą niewiele ponad 500 mm rocznie; w Warszawie – 515 mm, a przeciętnie w Polsce sumy opadów osiągają 589 mm.

Cyrkulacja atmosferyczna na Mazowszu ma podobnie charakter zbliżony do ogólnej cyrkulacji w Polsce. Przeważają wiatry z sektora zachodniego; w Warszawie sektor zachodni stanowi 46,2%, a sektor wschodni 32,2%. Natomiast wartości prędkości wiatru na Mazowszu są nieco większe, niż przeciętnie w Polsce, zwłaszcza w zachodniej części regionu. W Warszawie średnia roczna prędkość wiatru wynosi 4,1 m/s, a przeciętnie w Polsce – 3,5 m/s.

W pracy określono również tendencje zmian temperatury powietrza na Mazowszu w 30-leciu 1966-1995. Dla większości miesięcy tendencje zmian temperatury powietrza

okazały się rosnące, tylko w czerwcu, październiku i listopadzie tendencje są malejące. Porównując tendencje zmian temperatury we wspomnianym 30-leciu z tendencjami w 210-leciu 1779-1990, okazuje się, że tempo wzrostu temperatury powietrza w ostatnich 30 latach jest większe niż przez ostatnie 2 stulecia.

Działalność człowieka prowadzi w dużym stopniu do zmian klimatu. Efektem jest zanieczyszczenie powietrza oraz powstanie specyficznego klimatu miasta. Zanieczyszczenie powietrza powoduje zmniejszenie dopływu zarówno bezpośredniego promieniowania słonecznego, jak też długofalowego promieniowania Ziemi. Wpływa na wzrost temperatury powietrza, zwiększa wilgotność powietrza, zachmurzenie oraz wpływa na wzrost sum opadów.

Warunki meteorologiczne wpływają na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń: duże usłonecznienie przyczynia się do powstania smogu fotochemicznego, wilgotność powietrza powyżej 70% przyspiesza przemianę zanieczyszczeń w substancje toksyczne, opad atmosferyczny oczyszcza powietrze z zanieczyszczeń, niestety powoduje to zanieczyszczenie gleb i wód, mieszanie się mgły z zanieczyszczeniami może powodować wzrost stężeń zanieczyszczeń, zwłaszcza, gdy mgła utrzymuje się przez kilka dni, tworzy się wtedy tzw. smog siarkowy.

Pod względem zanieczyszczenia atmosfery województwo mazowieckie plasuje się na 4 pozycji w Polsce, jednak najwięcej zanieczyszczeń emituje aglomeracja warszawska, pozostała część Mazowsza nie należy do obszarów silnie zanieczyszczonych; wśród zanieczyszczeń przeważają zanieczyszczenia gazowe (93,13%) nad pyłowymi

(6,87%)

Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zachmurzenia na Mazowszu

Na podstawie przeprowadzonych badań przez **M. Pawlak (2010)** p.t. *Zachmurzenie w Polsce i jego związek z typami cyrkulacji atmosferycznej* związku wielkości zachmurzenia z cyrkulacją atmosferyczną sformułowano następujące wnioski:

W ciągu całego roku przy większości typów cyrkulacji największe dobowe zachmurzenie występuje w godzinach okołopołudniowych. Jedynie przy typie E_1 (SE/Ea) i D_2C (SW/Sa) w Warszawie i Kielcach, przy E_0 (NE/Ec) w Warszawie, a także przy E_0 (NE/Ec), F (SEc), B (Sc), E (NEa) i E_1 (SE/Ea) w Helu największe zachmurzenie w ciągu doby występuje w godzinach porannych. Natomiast dobowe minimum wielkości zachmurzenia niezależnie od typu cyrkulacji przypada w całym kraju na godziny nocne.

Główne maksima wielkości zachmurzenia występują między listopadem a lutym (najczęściej w styczniu lub grudniu), minima zaś – między majem a sierpniem. Największe średnie miesięczne zachmurzenie (powyżej 80%) w całym kraju zaznacza się przy typie F (SEc) w styczniu oraz przy E_0 (NE/Ec) w lutym w Helu i w listopadzie na pozostałych stacjach

Największa średnia dobowo wielkość zachmurzenia w ciągu roku w całej Polsce występuje w dniach z typem cyrkulacji E_0 (NE/Ec) (od 74% w Helu i 75,9% w Warszawie do 78,3% w Kielcach), który jest jednym z najczęściej występujących typów cyrkulacji w kraju, zwłaszcza w cieplej połowie roku. Najmniejsze średnie dobowe zachmurzenie w ciągu roku zaznacza się natomiast przy typach: G (Ca) (od 46,5% w Kielcach do 49,8% w Helu) i E_1 (SE/Ea) (od 51% w Warszawie do 56,3% w Helu). Uogólniając można stwierdzić, że największe zachmurzenie w ciągu całego roku jest związane z typami cyklonalnymi, najmniejsze zaś – z antycyklonalnymi.

Na podstawie analizy prawdopodobieństwa liczby dni pogodnych i pochmurnych w różnych typach cyrkulacji stwierdzono, że w cieplej połowie roku dni pogodne w Polsce

najczęściej (powyżej 25%) występują przy cyrkulacji antycyklonalnej E (NEa). Na wybrzeżu (Hel) prawie połowa dni pogodnych latem (46,5%) jest związana z tym typem cyrkulacji. Wiosną względnie duża część dni pogodnych (ok. 20%) występuje także podczas typu E₁(SE/Ea). W półroczu chłodnym dni pogodne z największą częstością, wynoszącą zimą nawet 40%, występują przy cyrkulacji E₁(SE/Ea). Stosunkowo często (ok. 10-20%) pojawiają się one także przy typie G (Ca) oraz E (NEa).

Dni pochmurne w okresie wiosenno-letnim najczęściej występują przy typach: E₀ (NE/Ec), CB (NWc) i E (NEa). Jednak latem prawdopodobieństwo wystąpienia tych dni przy typach E₀ i CB wynosi ponad 20%, a wiosną – około 15%. W chłodnej połowie roku najwięcej dni pochmurnych – około 15% – jest związanych z typem cyrkulacji CB (NWc).

Najdłuższemu ciągowi dni pogodnych na badanych stacjach (między 11 a 20 marca 1972 roku) towarzyszyły typy cyrkulacji G (Ca), E (NEa) i E₁(SE/Ea). W najdłuższym ciągu dni pochmurnych w Helu (1-24 stycznia 1966 roku) najczęściej występowały typy cyrkulacji E (NEa) i E₁(SE/Ea) oraz A (Wc) i E₀(NE/Ec).

Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu stanu aerosanitarnego Mazowsza

Celem pracy **K. Pyłki (2005)** p.t. *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Polsce* jest określenie wpływu cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki na terenie środkowej Polski w latach 1993-1999. Poznanie tej zależności jest niezwykle ważne dla celów monitoringowych, bowiem może pomóc w przewidywaniu sytuacji sprzyjających zwiększonej koncentracji dwutlenku siarki.

W pracy zostały wykorzystane codzienne średnie dobowe wartości dwutlenku siarki z 9 punktów pomiarowych z lat 1993-1999. Ponadto posłużono się kalendarzem typów cyrkulacji atmosferycznej według J. Lityńskiego.

Region środkowej Polski nie odznacza się dużą emisją dwutlenku siarki (wyjątek stanowią większe miasta, np. Warszawa lub Łódź), toteż o okresowo zwiększonym stężeniu tego gazu decyduje tu głównie napływ zanieczyszczeń z terenów o dużej emisji.

Analizę rozpoczęto od oceny zmian przestrzennych oraz czasowych stężenia SO₂. Z tej części pracy wynika, iż zanieczyszczenie powietrza określone przez średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w latach 1993-1999 charakteryzuje duże zróżnicowanie przestrzenne. Największym średnim stężeniem SO₂ wyróżnia się w środkowej Polsce południowo-zachodnia oraz środkowa część regionu (Piotrków Trybunalski – 26,6 µg/m³, Warszawa – 19,7 µg/m³). Taka sytuacja wynika ze stosunkowo dużej emisji SO₂ w większych miastach, takich jak Warszawa lub Łódź oraz bliskiego sąsiedztwa elektrowni w Bełchatowie. Z kolei najlepszą jakością powietrza odznaczają się południowo-wschodnie (Radom, Jarczew) oraz północne krańce (Ciechanów, Płock) badanego terenu. Średnie stężenie SO₂ na wskazanych stacjach nie przekracza 10 µg/m³.

Ocena przestrzennego rozkładu stężenia dwutlenku siarki na terenie środkowej Polski pozwoliła porównać ten obszar z innymi regionami kraju. W zestawieniu z mocno zanieczyszczoną południową częścią kraju, gdzie średnie roczne stężenie SO₂ nie spada poniżej 43,0 µg/m³ (Katowice), jakość powietrza środkowej Polski przedstawia się dobrze. Gorzej analizowany region wypada w porównaniu z północnymi terenami Polski cechującymi się najmniejszą emisją oraz niewielkim stopniem zanieczyszczenia

powietrza. Jedynie w Gdańsku średnie stężenie SO_2 ($19,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$) jest podobne jak w Warszawie.

Następnie stwierdzono, że stężenie dwutlenku siarki odznacza się wyraźnym rytmem rocznym, będącym wynikiem występujących w ciągu roku zmian emisji, a także zmian warunków pogodowych. Cykl roczny charakteryzuje się dużymi wartościami stężenia w miesiącach zimowych i kilkakrotnie mniejszymi (ok. 3 razy) w letnich. W półroczu chłodnym średnie dobowe wartości stężenia SO_2 osiągają nawet $44,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Piotrków Trybunalski), częściej pojawiają się większe wartości stężenia SO_2 , przekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a nawet dopuszczalną normę $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Warszawa 1,3% dni). Jedynie w Ciechanowie, Radomiu i Jarczewie stężenie SO_2 nie przekroczyło $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W półroczu ciepłym na większości stacji stężenie nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz wzrasta udział mniejszych jego wartości (poniżej $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Dodatkowo półrocze chłodne charakteryzują większe niż półrocze ciepłe wartości percentyla 0,95 przekraczające nawet $184 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Piotrkowie Trybunalskim). W ciepłej połowie roku percentyl 0,95 stężenia SO_2 na większości stacji nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (wyjątek stanowią Piotrków Trybunalski ($30 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz Warszawa ($26 \mu\text{g}/\text{m}^3$)).

Ocena wpływu typów cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki potwierdziła wcześniejsze wyniki uzyskane na podstawie analizy wpływu kierunków adwekcji mas powietrza oraz układów barycznych. Szczególnie duża koncentracja dwutlenku siarki występowała podczas sytuacji antycyklonalnych z adwekcji z południowo-wschodu lub południo-zachodu (Ea-SEa oraz Sa-SWa). Niekorzystny wpływ tych typów cyrkulacji zaznacza się na wielu punktach badawczych a średnie stężenie było wówczas większe od przeciętnego o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Ciechanów $9,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Warszawa $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Natomiast najlepsze warunki aerosanitarnie panowały podczas utrzymujących się typów cyrkulacji z adwekcją z sektora północnego (Na-NEa, Wa-NWa, Nc-NWc, Wc-NWc). Wówczas średnie stężenie na wszystkich punktach pomiarowych było mniejsze w porównaniu do wartości przeciętnej o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystne okazały się typy Ea-SEa oraz Sa-SWa – na większości punktów pomiarowych średnie stężenie dwutlenku siarki było wówczas większe o ok. $2-4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ od przeciętnego. Ponadto w dniach, kiedy utrzymywały się wymienione typy cyrkulacji, częstość występowania większych (przekraczających $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 na większości stacji przekraczała 50%, a w Łodzi i Piotrkowie Trybunalskim nawet 0%.

Wyraźna poprawa stanu aerosanitarnego następowała w dniach z panującym układem cyklonalnym podczas adwekcji z zachodu i północo-zachodu (Wc-NWc), wzrastał wówczas udział mniejszych (do $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 – nawet do 50% (Ciechanów, Kutno oraz Radom).

W półroczu ciepłym o większej koncentracji dwutlenku siarki decyduje głównie adwekcja mas powietrza, ponieważ wpływ układu barycznego jest wówczas nieznaczny. Za niekorzystny typ cyrkulacji, przy którym następuje zwiększenie koncentracji SO_2 , można uznać Sc-SWc. Jego wpływ zaznacza się w Łodzi, Warszawie, Radomiu oraz Skierniewicach. Generalnie w półroczu ciepłym, niezależnie od utrzymującego się typu cyrkulacji, na wszystkich stacjach zaznacza się większy udział małych, nieprzekraczających $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ wartości SO_2 .

Regionalne zróżnicowanie cech termicznych klimatu Mazowsza na przykładzie: Niziny Północnomazowieckiej, Niziny Południowo-podlaskiej i Niziny Środkomazowieckiej

W pracy **A. Dzioban (2010)** pt. *Cechy termiczne klimatu województwa mazowieckiego* województwo mazowieckie podzielono na trzy części o odmiennych cechach termicznych (rys. 14). Wyróżniono region północny (I), wschodni (II) i południowo - zachodni (III).

Ze względu na dość dużą powierzchnię województwa, region ten cechuje się zróżnicowaniem termicznym, nie tylko w stosunku do całej Polski, ale również w swoich administracyjnych granicach. **Region północny**, który reprezentują dane ze stacji meteorologicznej w Mławie, charakteryzuje się najbardziej odmiennymi warunkami termicznymi w stosunku do pozostałego obszaru województwa mazowieckiego. Notowane są tam najniższe roczne sumy usłonecznienia, spadające poniżej 1550 godzin i tylko w jego południowej części liczba ta dochodzi do 1600. Średnie roczne sumy promieniowania całkowitego na tym wydzielonym obszarze przyjmują wartości również nieco niższe niż w pozostałych dwóch regionach i wynoszą średnio 3700 MJ/m². Średnia wartość temperatury powietrza jest tam najniższa, w Mławie równa się 7,2°C, a biorąc pod uwagę cały region północny to wynosi 7,5°C. Średnia temperatura powietrza najchłodniejszego miesiąca roku przyjmuje wartość -3,4°C, najcieplejszego zaś 17,4°C, a więc średnia temperatura lipca jest najniższą w całym województwie. Okres wegetacyjny w regionie północnym rozpoczyna się później (5 kwietnia), a kończy wcześniej (31 października) niż w pozostałych regionach a więc trwa tam najkrócej – 209 dni. Również termiczne lato na tym obszarze trwa krócej - około 82 dni, podczas gdy w regionie południowo - zachodnim jest o około 11 dni dłuższe, natomiast czas trwania termicznej zimy jest tam najdłuższy, średnio utrzymuje się 89 dni. Liczba dni przymrozkowych może wynieść tam nawet 120, a mroźnych 50 w ciągu roku. Liczba dni gorących i upalnych jest podobna w całym województwie mazowieckim i wynosi odpowiednio ponad 30 i 4 dni.

Region wschodni charakteryzują dane meteorologiczne z dwóch stacji: Ostrołęka i Siedlce. Mimo iż ostrołęcka stacja meteorologiczna położona jest w dolinie rzecznej a siedlecka na terenie równinnym, to warunki termiczne cechujące te obydwie stacje są bardzo podobne. Średnie sumy usłonecznienia wynoszą około 1600 godzin w roku, natomiast średnie roczne sumy promieniowania całkowitego – około 3600 MJ/m². Średnia roczna temperatura powietrza wynosi tam 7,5°C, przy czym średnia temperatura stycznia przyjmuje wartość -1,2°C, a lipca 17,8. Okres wegetacyjny w regionie wschodnim trwa 212 - 213 dni i zaczyna się już 3 kwietnia a kończy 1 -go bądź 2-go listopada. Termiczne lato trwa tam około 88 dni a termiczna zima – 86 dni. Region ten charakteryzuje się najkrótszym czasem trwania przedwiośnia, średnio 34 dni, podczas gdy na pozostałym obszarze województwa mazowieckiego ta termiczna pora roku jest o dwa dni dłuższa. Zauważalną cechą tego regionu jest większa liczba dni z przymrozkiem i liczba dni mroźnych, które podobnie jak w regionie północnym odpowiednio wynoszą około 120 i 50 w ciągu roku. Liczba dni gorących jest taka jak w całym województwie, natomiast liczba dni upalnych jest nieco niższa i nie przekracza 4 dni w ciągu całego roku.

Region południowo-zachodni jest trzecim regionem wydzielonym przez autora. Ten obszar reprezentują dane ze stacji meteorologicznych w Płocku, Warszawie i Radomiu. Mimo, że tak jak i w przypadku regionu wschodniego, stacje meteorologiczne położone są na terenie o różnych cechach ukształtowania powierzchni, to jednak zmierzona wartości termiczne wykazują podobieństwo na tyle duże, że postanowiono zamknąć je w jednym wydzielonym obszarze. Średnie roczne sumy usłonecznienia wynoszą w nim 1625 godzin, tym samym są najwyższe w całym województwie. Średnie roczne sumy promieniowania całkowitego także przyjmują najwyższe wartości równe 3750 MJ/m², przy czym w Płocku przekraczają nawet 3800 MJ/m². Średnia roczna

temperatura powietrza w tym regionie jest najwyższa w województwie i wynosi 8°C. Średnia temperatura najchłodniejszego miesiąca jest również najwyższa i przyjmuje wartość -2,4°C, najcieplejszego zaś 18,1°C. Czas trwania okresu wegetacyjnego jest najdłuższy w całym województwie mazowieckim i wynosi około 218 dni. Swoją początek ma już pod koniec marca, natomiast kończy się zazwyczaj 4 listopada. Termiczne lato trwa tam najdłużej - około 94 dni, a termiczna zima utrzymuje się najkrócej - średnio przez 75 dni. Liczba dni przymrozkowych i mroźnych jest tam niższa niż w pozostałych regionach. Dni z przymrozkiem nie przekraczają 110 a mroźne - 40 w ciągu roku. Liczba dni gorących i upalnych z reguły nie różni się od wartości cechującej całe województwo mazowieckie, a więc wynosi odpowiednio ponad 30 i 4 rocznie.

Reasumując, województwo mazowieckie nie jest jednolitym obszarem pod względem termicznym. Wydzielone obszary pokazują, iż można wyodrębnić w nim regiony, które charakteryzują się odrębnymi cechami termicznymi. I tak region północny jest najchłodniejszą częścią województwa. Wszystkie zmierzone w nim wartości opisujące pole temperatury powietrza są niższe niż w pozostałych dwóch regionach. Region wschodni jest obszarem pośrednim, tzn. liczby charakteryzujące warunki termiczne przyjmują z reguły wartości średnie. Region południowo - zachodni, jest natomiast wyraźnie obszarem najcieplejszym i cechują go najwyższe wartości z całego województwa mazowieckiego.

Mezoregionalne zróżnicowanie klimatu Mazowsza na przykładzie Kotliny Warszawskiej i Wysoczyzny Siedleckiej

Z pracy **A. Sztabowskiej (1991) *Charakterystyka klimatu Kotliny Warszawskiej (1971-1980)*** wynikają istotne wnioski dotyczące klimatu Kotliny Warszawskiej:

Zmniejszone usłonecznienie. Sumy dzienne usłonecznienia rzeczywistego w sąsiednich obszarach są większe od 0,1 do nawet 1,9 h. Tak mały czas usłonecznienia spowodowany jest większym zachmurzeniem, częstszym występowaniem mgieł i dużym zanieczyszczeniem powietrza.

Uprzywilejowanie termiczne. Średnie miesięczne wartości temperatury (od -2,6 - -3,1 C w styczniu do 17,9-18,2°C w lipcu) i roczne (około 8°C), są tu z reguły wyższe niż w otaczających obszarach. Północno wschodnia część Kotliny Warszawskiej charakteryzuje się nieznacznie niższą (o 0,3-0,5°C) temperaturą powietrza. Potwierdzają to również temperatura minimalna i maksymalna, jak i inne charakterystyki termiczne. Kotlina Warszawska w porównaniu z sąsiednimi obszarami charakteryzuje się większą (o 4) liczbą dni gorących - około 37, upalnych (o 1 dzień) - około 5,1 i mniejszą (o 4-8) liczbą dni przymrozkowych - 61-65.

Dłuższy okres wegetacji - sięgający nawet do 220 dni. Charakterystyczne jest wcześniejsze (średnio o 2-3 dni) rozpoczęcie przedwiośnia, wiosny i lata oraz późniejsze (średnio o 2-3 dni) nadejście jesieni, przedzimy i zimy. Stosunkowo długie jest lato, które trwa 92-98 dni, podczas gdy w otaczających obszarach 85-89 dni. Czas trwania zimy (66-75 dni) jest krótszy (o 2-10 dni) niż w sąsiednich krainach (68-85 dni).

Większa suchość. Mniejsza wilgotność względna i większy niedosyt wilgotności powietrza świadczą o bardziej suchym klimacie Kotliny Warszawskiej. Wilgotność względna w Kotlinie Warszawskiej wynosi 77-79% i jest niższa o około 2-4% w porównaniu z otoczeniem. Podobnie kształtuje się ciśnienie pary wodnej, które przyjmuje wartości około 9 hPa w Kotlinie i jest niższe o 0,2-0,5 hPa. Różnice te najbardziej zaznaczają się latem i wiosną, zimą natomiast zróżnicowanie jest niewielkie. Wartości niedosytu wilgotności powietrza są wyższe od występujących w całym omawianym obszarze i kształtują się od 3,9 do 4,1 hPa.

Większe zachmurzenie. Na terenie Kotliny Warszawskiej jest wyższe o 3% niż na przyległych terenach i wynosi 66%. Potwierdza to również zwiększona (o 3) liczba dni pochmurnych, około 153 w roku i mniejsza (o 6-7 dni) liczba dni pogodnych, poniżej 40 dni.

Mniejsze sumy opadów we wschodniej i środkowej części Kotliny Warszawskiej, a większe w części zachodniej. Wschodnia i środkowa Kotlina Warszawska charakteryzuje się sumami opadów poniżej 600 mm (580-560 mm), zachodnia natomiast około 700 mm. W tej części także obserwuje się większą liczbę dni z opadem. We wschodniej i środkowej części Kotliny sumy opadów nieznacznie są mniejsze od średniej z otoczenia, z wyjątkiem miesięcy letnio-jesiennych (maj-październik), kiedy to średnia miesięczna suma opadów jest mniejsza o 2-8 mm. Występuje tu także najmniejsza liczba dni z opadem. Zachodnia część Kotliny Warszawskiej wyróżnia się ponadto największą liczbą dni z burzami, około 27 dni w roku (Hów), natomiast w części wschodniej jest tych dni najmniej (około 17).

Pokrywa śnieżna występuje w zachodniej i środkowej części Kotliny Warszawskiej krócej (o 4-7 dni) niż w sąsiednich regionach wschodnich (średnio 46-49 dni w roku), natomiast we wschodniej części różnica ta powoli zanika (średnio 54-56 dni w roku).

Podobnie jak na omawianym całym obszarze tak i w Kotlinie Warszawskiej przeważają wiatry z sektora zachodniego (głównie kierunek zachodni i południowo-zachodni) z częstościami powyżej 20% w okresie lata. Najmniejsza frekwencja przypada na kierunek północny (około 5% i południowy (8%). Prędkość wiatru uzależniona jest ściśle od lokalizacji stacji. W części wschodniej Kotliny Warszawskiej prędkości wiatru są przeciętnie o 0,7 m/s wyższe od średniej z całego obszaru, natomiast w części środkowej są mniejsze średnio o 0,5 m/s.

Korzystne warunki klimatyczne panują zwłaszcza w środkowej części Kotliny Warszawskiej, głównie pod względem termicznym. Jest tu stosunkowo cieplej, występują duże amplitudy temperatury powietrza, najniższa wilgotność względna, znaczne zachmurzenie, mniej dni pogodnych, dużo pochmurnych, mniejsza liczba burz (we wschodniej części), większy opad i większa liczba dni z opadem (w części zachodniej). Na kształtowanie się klimatu Kotliny Warszawskiej wpływa dodatkowo kompleks leśny Puszczy Kampinoskiej i tereny podmokłe (w północnej części Kotliny), szczególnie zaś aglomeracja miejska Warszawy.

Miasto stwarza własny klimat lokalny i nie pozostaje bez wpływu na tereny otaczające. Warszawa oddziałuje na klimat przez zabudowę (powierzchnie asfaltowe, mury), wytwarzanie ogromnych ilości zanieczyszczeń przemysłowych i komunikacyjnych, co przyczynia się do znacznego zmniejszenia promieniowania słonecznego i chroni przed nadmiernym wypromieniowaniem. To właśnie jest przyczyną powstania nad miastem „wyspy ciepła”, a w konsekwencji wyższych temperatur, zwłaszcza minimalnych. Ponadto okres wegetacyjny i bezprzymrozkowy jest tu najdłuższy.

W wyniku różnic w oświetleniu i nagrzaniu różnych powierzchni, wzmagają się turbulencja i prądy konwekcyjne, które przyczyniają się do powstawania chmur, wzrostu zachmurzenia nad miastem i wzrostu sum opadu. Zabudowa miasta stanowi ponadto przeszkodę dla wiatrów, zmniejszając ich prędkość i odkształcając kierunek.

W pracy U. Mąki (1995) pt. *Charakterystyka klimatu Wysoczyzny Siedleckiej* (1995) przedstawiono warunki klimatyczne Siedlec i terenów otaczających. Szczegółowa analiza poszczególnych elementów klimatu pozwoliła na wyodrębnienie kilku charakterystycznych jego cech. Obszar Wysoczyzny Siedleckiej charakteryzuje się większą sumą promieniowania całkowitego, która wynosi około 10,5 MJ/m².dzień (250 cal/cm²).

Średnie roczne wartości usłonecznienia rzeczywistego na Wysoczyźnie Siedleckiej wynoszą 4,4 godz. (35%) i nie zauważa się zróżnicowania przestrzennego w jego rozkładzie. Średnia miesięczna temperatura powietrza na Wysoczyźnie Siedleckiej jest nieco niższa (o 0,2 °C) niż na terenach przyległych, waha się od 4,6 °C w lutym do 18,0 °C w lipcu. Jeszcze bardziej widoczne są różnice w przypadku temperatury maksymalnej i minimalnej, które również są niższe niż na obszarach otaczających. Specyficzne warunki termiczne występujące na Wysoczyźnie Siedleckiej, związane są z lokalizacją stacji meteorologicznej, leżącej w północnej części miasta, poza obszarem zwartej zabudowy. Na temperaturę maksymalną i minimalną ma wpływ również piaszczysto-gliniasty charakter podłoża. Podłoże nagrzewa się wolniej o czym świadczy niższa temperatura maksymalna oraz szybciej się ochładza, co znajduje odzwierciedlenie w niższej temperaturze minimalnej.

Wiosna i lato na Wysoczyźnie Siedleckiej rozpoczyna się później: wiosna - 7 kwietnia, lato - 2 czerwca i trwają krócej (lato - 88 dni); zima zaczyna się wcześniej niż w otaczających ją obszarach - 6 grudnia i jest najdłuższą porą, trwającą 103 dni. Obserwowany jest również krótszy okres wegetacyjny trwający 207 dni. Większa liczba mroźnych (52 dni), a mniejsza gorących (36 dni) o 2-3 dni niż na terenach przyległych. Na Wysoczyźnie Siedleckiej utrzymują się najdłużej przymrozki (do 9 maja) i pojawiają się wcześniej (4 października).

Pod względem wilgotnościowym Wysoczyzna Siedlecka nie wyróżnia się na tle otaczających ją obszarów. Średnie roczne ciśnienie pary wodnej 9,2 hPa, a średnia roczna wilgotność względna równa się 80%.

Średnie roczne zachmurzenie w Siedlcach jest większe o 3% niż na terenach otaczających i wynosi 68%. Potwierdza to również większa o 7 dni, w porównaniu ze średnią, liczba dni pochmurnych i mniejsza o 12 dni liczba dni pogodnych (32 dni). Wartości te związane są z warunkami lokalnymi. Siedlce leżą w widłach Liwca i Muchawki oraz na terenach zabagnionych, co wpływa na wzrost zachmurzenia.

Mniejsza suma opadów występuje w północno-wschodniej części Wysoczyzny Siedleckiej, zaś większa w części środkowej, północno-zachodniej i zachodniej. Północno-wschodnia część Wysoczyzny Siedleckiej charakteryzuje się sumą opadów poniżej 500 mm i jest ona o około 20 mm mniejsza od średniej sumy opadów na Wysoczyźnie. Natomiast pozostałe obszary mają opady od 525 mm do 550 mm. Pod względem liczby dni z opadem Wysoczyzna Siedlecka nie różni się od terenów ją otaczających.

Na Wysoczyźnie Siedleckiej, zgodnie z ogólną cyrkulacją w szerokościach umiarkowanych Europy, przeważają wiatry zachodnie - 16,6% oraz południowo-zachodnie 16,1%, najmniejszą frekwencją odznaczają się wiatry północne - 7,3% i północno-wschodnie - 7,2%. Średnia prędkość wiatru w Siedlcach jest większa niż na terenach przyległych, średnio o 0,7 m/s i wynosi 3,5 m/s, gdyż stacja w Siedlcach zlokalizowana jest poza terenem zabudowanym.

Z powyższej analizy wynika, że warunki klimatyczne występujące na Wysoczyźnie Siedleckiej niewiele różnią się od obszarów przyległych. Różnice w wartościach niektórych elementów są zapewne spowodowane bardziej warunkami lokalnymi, związanymi z lokalizacją stacji meteorologicznej, niż jej wysokością nad poziomem morza.

3.28. Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski

Tom XXVIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 470.

Tom XXVIII jest siódmą częścią syntezy prowadzonych badań w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (z udziałem studentów) w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski.

Spis treści koresponduje z wcześniej opublikowanymi częściami dotyczącymi badań klimatu Warszawy i innych miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Najpierw, tj w rozdz. II *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* przedstawiano publikacje na podjęty temat, a potem prace archiwalne. Jedną z nich (rozdz. III) pt. *Wpływ warunków pogodowych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza na terenie Warszawy – Początki badań Zakładu Klimatologii* zawiera wyniki najwcześniej prowadzonych pomiarów stężenia i opadu pyłu w Warszawie (z roku 1969).

W kolejnych rozdziałach IV, V, VI zamieszczono 3 artykuły: B. Kicińskiej p.t. *The aerosanitary conditions in the towns of Poland*, K. Olszewskiego pt. *The acidity of precipitation in Warsaw* i M. Śmietanki. p.t. *The influence of aerosanitary and biometeorological conditions on the health and mortality of the inhabitants of Warsaw* – dotyczący samej stolicy. Pozycje te opublikowane były w *Studies on the climate of Warsaw*, ed. M. Stopa-Boryczka, Warsaw 2003 (IV i VI jako obszerne fragmenty prac doktorskich).

Oryginalną część pracy stanowi rozdział VII p.t. *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zanieczyszczenia powietrza miast w Polsce w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW*. Wyróżniono w nim cztery podrozdziały dotyczące zmian zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy, zmian zanieczyszczenia powietrza miast w południowej i północnej Polsce oraz miast w innych krajach.

Do najważniejszych problemów badawczych w pracach magisterskich należą:

- Rola cyrkulacji atmosferycznej w zmianach zanieczyszczenia powietrza związkami siarki (SO₂) w miastach na Mazowszu i innych regionach Polski
- Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza (dwutlenku siarki SO₂ i dwutlenku azotu NO₂) na przykładzie Warszawy
- Zależność stężenia dwutlenku azotu od natężenia ruchu drogowego i warunków pogodowych w Warszawie
- Zmiany okresowe (dobowe i roczne) stężenia ozonu troposferycznego i ich zależność od warunków pogodowych
- Zależność stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu od warunków meteorologicznych w Warszawie i Krakowie
- Kwasowość opadów atmosferycznych na przykładzie Warszawy i Jarczewa

Na przykładzie pracy doktorskiej Bożeny Kicińskiej pt. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce* (maszynopis 1999, promotor: Maria Stopa-Boryczka) określono wpływ adwekcji mas powietrza na przestrzenny rozkład dwutlenku siarki w Polsce z uwzględnieniem układów cyklonalnych i antycyklonalnych. Wyodrębniono także sytuacje pogodowe sprzyjające dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu, zwłaszcza na obszarach o dużym zagrożeniu środowiska naturalnego związkami siarki. Są to aktualne problemy związane z ochroną atmosfery przed zbyt dużą zawartością toksycznych substancji.

Stężenie dwutlenku siarki w Polsce opisują wyniki codziennych pomiarów z 54 stacji monitoringu zanieczyszczeń powietrza z lat 1993-1997. Stacje zlokalizowane są przeważnie w miastach w różnych jednostkach fizycznogeograficznych Polski. Serie obserwacyjne poszczególnych stacji liczą najczęściej 1400-1800 dni. Cyrkulację atmosferyczną w Polsce w tym samym okresie opisują kierunki adwekcji mas powietrza oraz układy baryczne. Określono je na podstawie codziennych map synoptycznych (z czterech terminów) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Okres 1993-1997 charakteryzował się w Polsce małymi zmianami rocznej emisji dwutlenku siarki: 2,7 mln ton w 1993 r. i 2,4 mln ton w 1996 r. Niezmienna była w tym czasie lokalizacja głównych źródeł emisji SO₂ w Polsce, głównie elektrowni i elektrociepłowni. Podobnie jak w Polsce tendencja spadkowa emisji związków siarki występowała również w całej Europie.

Z przeprowadzonych badań wynika, że:

- cyrkulacja atmosferyczna w istotny sposób wpływa na zanieczyszczenie powietrza w Polsce dwutlenkiem siarki, przy czym rola kierunku adwekcji mas powietrza jest znacznie silniejsza niż rola układu barycznego
- zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od kierunku adwekcji mas powietrza najsilniej zaznacza się na Górnym Śląsku oraz na wybrzeżu, zależność od rodzaju układu barycznego – na Górnym Śląsku
- w północnej części Polski oraz na Górnym Śląsku dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu sprzyja adwekcja mas powietrza z sektora południowo-wschodniego, a małej – napływ mas z północo-zachodu
- w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części kraju rośnie negatywna rola adwekcji mas powietrza z południo-zachodu i zachodu oraz pozytywna – przy adwekcji mas powietrza z północo-wschodu
- średnie oraz maksymalne wartości stężenia dwutlenku siarki przy napływie mas powietrza z kierunków sprzyjających złym warunkom aerosanitarnym mogą być nawet kilkakrotnie większe niż przy adwekcji z kierunków, przy których warunki aerosanitarnie są najlepsze

Wyniki te mogą również posłużyć do prognozy stanu aerosanitarnego w poszczególnych regionach przy różnych sytuacjach synoptycznych.

Do nowych problemów rozwiązywanych w Zakładzie Klimatologii w pracach magisterskich należy ocena stanu zanieczyszczenia miast Polski nie tylko dwutlenkiem siarki, ale także dwutlenkiem azotu oraz ozonu troposferycznego i pyłu zawieszzonego w powietrzu. Głównym celem badań są zmiany dobowe i roczne oraz ich zależność od typów cyrkulacji. Najwięcej przykładów pochodzi z Warszawy i Krakowa.

W rozdziale VIII pt. *Stan badań współczesnych zmian klimatu z uwzględnieniem prognoz* omówiono ważniejsze problemy i wyniki badań w zakresie zmian klimatu. Rozdział IX pt. *Verification of forecasts concerning periodic changes in the climate of Warsaw in the period 1779-2010* poświęcono ocenie wiarygodności prognoz okresowych zmian klimatu Warszawy według interferencji cykli temperatury powietrza, wy-

krytych w serii pomiarów od 1779 roku (Warszawa-Observatorium Astronomiczne) metodą „sinusoid regresji” – przede wszystkim tych sprzed 30-lat (1980-2010) i 20 lat (1991-2010).

SPIS TREŚCI (28)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	9
III.	WPLÝW WARUNKÓW POGODOWYCH NA ROZPRZESTRZENIANIE SIĘ ZANIECZYSZCZEŃ POWIETRZA NA TERENIE WARSZAWY – POCZĄTKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII	17
IV.	THE AEROSANITARY CONDITIONS IN THE TOWNS OF POLAND – Bożena KICIŃSKA	47
V.	THE ACIDITY OF PRECIPITATION IN WARSAW – Krzysztof OLSZEWSKI	62
VI.	THE INFLUENCE OF AEROSANITARY AND BIOMETEOROLOGICAL CONDITIONS ON THE HEALTH AND MORTALITY OF THE INHABITANTS OF WARSAW – Magdalena KUCHCIK	69
VII.	ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W KSZTAŁTOWANIU ZANIECZYSZCZENIA POWIETRZA MIAST W POLSCE W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	81
7.1.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy	81
7.1.1.	Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce (2005) – Kamila PYŁKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	81
7.1.2.	Zależność stężenia siarczanów w powietrzu od cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Warszawy (1988) – Piotr KOŁECKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	115
7.1.3.	Zależność stężenia dwutlenku azotu w Warszawie od warunków meteorologicznych i cyrkulacji atmosferycznej (2000) – Krzysztof KOCHAŃSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	128
7.1.4.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie (2000) – Aleksandra CZERWONKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	140
7.1.5.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006 (2010) – Paweł SZCZEPAŃSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	153
7.1.6.	Zmiana zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2006-2010 (2011) – Jacek KRYTWINSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	166
7.1.7.	Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy (2004) – Katarzyna JATCZAK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	177
7.1.8.	Zmiany stężenia ozonu troposferycznego w Warszawie w latach 2004-2008 (2010) – Izabela ŻOCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	181
7.1.9.	Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy (2010) – Urszula FRYDRYCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	193
7.1.10.	Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995 (2000) – Adam CIEŚLAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	202
7.1.11.	Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa (2009) – Katarzyna ZDUŃCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	206
7.1.12.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/1970 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	217
7.1.13.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku (1971) – Barbara KLEMENTYS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	225
		319

7.1.14.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza w Płocku (2005) – Jacek ZÓŁTOWSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	232
7.2.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w południowej Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Krakowa	244
7.2.1.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce (2009) – Anna SKUPIŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	244
7.2.2.	Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy (2004) – Agata KIELMER (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	254
7.2.3.	Zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) – Izabela GOŁĘBCZYK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	262
7.2.4.	Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) – Aneta WICHER VEL WICHROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	273
7.2.5.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1995-1997 (2003) – Marek HENZEL (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	283
7.2.6.	Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009 (2011) – Anna FAFLAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	292
7.2.7.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym w latach 90. XX wieku (2003) – Aldona GIETKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	301
7.2.8.	Ocena stopnia zanieczyszczenia powietrza na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych, (1998) – Łukasz PILARCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	312
7.3.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w północnej Polsce	327
7.3.1.	Zanieczyszczenie powietrza tlenkami azotu w północno-zachodniej Polsce (2012) – Agata WAWRZYSZCZUK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	327
7.3.2.	Zależność stężenia dwutlenku siarki w atmosferze od warunków pogodowych na obszarze Pobrzeża Polski w latach 1994-1997 (2003) – Izabella PRZYCZKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	333
7.3.3.	Wpływ warunków atmosferycznych na stężenie dwutlenku siarki w Łebie w latach 1994-1999, (2004) – Małgorzata SZYMAŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	350
7.3.4.	Zależność dobowego stężenia jonów siarczanowych w atmosferze od typów cyrkulacji (na przykładzie Suwałk) (1993) – Jan SUCHOCKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	360
7.3.5.	Zależność dobowego stężenia dwutlenku siarki w atmosferze oraz typów cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Suwałk) (1993) – Joanna DOWGIAŁO (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	371
7.4.	Zanieczyszczenia powietrza miast w innych krajach	382
7.4.1.	Wpływ topografii terenu na stężenie SO ₂ w powietrzu na obszarze Sudetów Zachodnich i Pogórza Zachodniosudeckiego (2004) – Urszula RUDNICKA (opiekun naukowy: Danuta DOBAK)	382
7.4.2.	Zanieczyszczenia atmosfery dwutlenkiem siarki w Polsce i w Niemczech w latach 1993-1996, (1998) – Krzysztof PISKORSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	394
7.4.3.	Warunki tworzenia się smogu fotochemicznego na przykładzie Meksyku (2010) – Maria CUEVAS-KOŚESKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	406
VIII.	STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU Z UWZGLĘDNIENIEM PROGNOZ – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	416
IX.	VERIFICATION OF PERIODIC FORECASTS CONCERNING CHANGES IN THE CLIMATE OF WARSAW IN THE PERIOD 1779-2010 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	431
X.	ZAKOŃCZENIE	452
XI.	LITERATURA	464

Ważniejsze wyniki badań

Współczesne zmiany klimatu są jednym z ważniejszych problemów nauk przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych. Klimat jest najważniejszym elementem środowiska przyrodniczego, który determinuje życie na Ziemi.

Antropogeniczne zmiany klimatu

W ostatnich latach autorzy publikacji dotyczących zmian klimatu zwracają szczególną uwagę na negatywne skutki działalności człowieka. Zagrożeniem dla życia na naszej planecie może być zbyt duża emisja do atmosfery: dwutlenku węgla (CO_2), podtlenku azotu (N_2O), freonów (CCl_2F_2 , CCl_3F) i innych gazów – tzw. szklarniowych, wywołujących efekt cieplarniany. W konsekwencji może to doprowadzić do nadmiernego ocieplenia klimatu Ziemi. Te alarmujące opinie wynikają z postępującego ocieplenia klimatu półkuli północnej w ostatnich dwóch stuleciach, któremu przypisuje się wymienione czynniki antropogeniczne. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1990 zimy są coraz cieplejsze – o $1^\circ\text{C}/100$ lat, a w Genewie w latach 1768-1980 – o $0,5^\circ\text{C}/100$ lat. Ocenia się, że po podwojeniu koncentracji CO_2 w atmosferze pod koniec przyszłego stulecia (w odniesieniu do stanu początkowego 280 ppm) nastąpi ogrzanie dolnej warstwy atmosfery o 0,1 do 4°C w zależności od szerokości geograficznej. Niektórzy autorzy (Flohn 1985) nie w pełni uznają te hipotezy, gdyż zawartość CO_2 w atmosferze ziemskiej jest regulowana pochłanianiem tego gazu przez wody oceanów. Wody chłodne wchłaniają więcej CO_2 niż ciepłe. W równikowej strefie Pacyfiku stężenie CO_2 wzrasta o 2,12 ppm/rok – podczas ciepłej fazy El Niño i o 0,76 ppm/rok – podczas chłodnej (Flohn 1989). Oczywiście przyrosty te ulegają zmianom z roku na rok (WMO, w 1984 r. odpowiednio 2,2 i 1,4 ppm/rok).

Globalne ocieplenie i zjawiska regionalne – niekorzystne dla mieszkańców Ziemi – są przeważnie przypisywane działalności człowieka. Przypisywane są one przede wszystkim antropogenicznej części efektu cieplarnianego atmosfery – wzrostowi zawartości dwutlenku węgla (CO_2) w atmosferze, pochodzącemu ze spalania węgla i innych paliw.

Raport IPCC (1990), prognozujący wzrost temperatury powietrza na Ziemi w roku 2030 o $1,5$ - $4,5^\circ\text{C}$, był zbyt pesymistyczny. Pojawiły się później katastrofalne prognozy o stopieniu lodów Antarktydy i Arktyki, a także lodowców wysokogórskich i zatopieniu części kontynentów przez wody oceanów. Historia klimatu Ziemi i proste obliczenia (Boryczka, 1998) wskazują, że taki proces trwałby co najmniej kilkanaście tysięcy lat.

Analogicznie, ochłodzenie klimatu w latach czterdziestych przyczyniło się do podjęcia badań nad wpływem pyłów wulkanicznych na klimat. Pojawiły się wówczas katastrofalne prognozy o całkowitym zlodowaceniu Ziemi. Prognozowano, że spadek globalnego promieniowania całkowitego o 1,5-1,6% prowadzi do nieodwracalnego zlodowacenia, postępującego od biegunów ku równikowi.

Raport IPCC (1995) jest bardziej optymistyczny, prognozowane są przyrosty antropogeniczne temperatury powietrza o 1 - $3,5^\circ\text{C}$ w roku 2100 (o połowę mniejsze), po uwzględnieniu rozproszenia promieniowania słonecznego przez areozole siarczanowe, pochodzące z emisji do atmosfery SO_2 .

Modele cyrkulacji – scenariusze $2\times\text{CO}_2$ (po podwojeniu przedindustrialnej koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze – 280 ppm) mają obecnie raczej znaczenie metodyczne. Rozwiązania numeryczne równań ruchu atmosfery, z uwzględnieniem ważniejszych sił działających na obracającej się Ziemi, stanów fizycznego i chemicznego powietrza aż do stratosfery, są znaczącym postępowaniem w rozwoju fizyki atmosfery.

Kolejny raport IPCC (2001) dotyczy głównie ekstremalnych (rzadko występujących) zjawisk pogodowych. Wskazuje na istotne statystycznie zmiany warunków termicznych i opadowych oraz wzrost liczby rejestrowanych katastrof naturalnych. Obecnie nie można jednak statystycznie uzasadnić schematu tzw. efektu „cieplej pogody”, ze względu na krótkie przedziały czasu danych empirycznych. Nie wiadomo, czy wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza występuje także istotna statystycznie tendencja rosnąca jej wariancji.

W publikacji Klein Tang A. MG. i in., 2002. Euroean Climate Assessment (ECA) objęto analizą serie dobowych (z lat 1901-2000) wartości temperatury powietrza; maksymalnej, minimalnej i średniej z 144 stacji w Europie oraz dobowych sum opadów atmosferycznych – z 152. Z badań tych wynika także wzrost temperatury, liczby dni ciepłych, czasu trwania okresu wegetacyjnego, a spadek dni chłodnych.

Według raportu IPCC (2007) w najbliższych latach będzie postępować ocieplenie klimatu oraz wzrost częstości ekstremalnych zjawisk pogodowych, także fal upałów. Ten wzrost liczby ekstremalnych zjawisk wynika prawdopodobnie z tendencji rosnącej temperatury powietrza na Ziemi.

Przypisywanie jednak postępującego ocieplenia tylko antropogenicznej części efektu cieplarnianego jest niepewnym, słabo uzasadnionym założeniem. Nie wiadomo bowiem, jaka część tendencji rosnącej temperatury powietrza przypada na czynniki naturalne, a jaka na antropogeniczne. Mało znane są tendencje koncentracji w atmosferze naturalnych gazów śladowych (pary wodnej, naturalnego CO₂), które powodują zasadniczą część naturalną efektu cieplarnianego – w latach przedindustrialnych +33°C (różnica między temperaturą ówczesną a planetarną).

Innym naturalnym regulatorem zawartości CO₂ w atmosferze ziemskiej jest asymilacja przez roślinność – głównie przez lasy, których jest coraz mniej (np. zmniejsza się powierzchnia równikowych lasów Amazonii).

Do negatywnych skutków działalności człowieka, oprócz wzrostu efektu cieplarnianego, należą zanieczyszczenia atmosfery. Stanowią one bezpośrednie zagrożenie dla życia na Ziemi. Na przykład dwutlenek siarki SO₂, który łącząc się z kropelkami wody (mgły) tworzy kwas siarkawy H₂SO₃, a w tkankach roślin – kwas siarkowy H₂SO₄ (kwaśne deszcze). Ponadto niektóre gazy (freony) unosząc się do atmosfery niszczą ochronną warstwę ozonową absorbującą promieniowanie ultrafioletowe, które w nadmiernej dawce jest szkodliwe dla organizmów żywych.

Wraz z rozwojem przemysłu obserwuje się tendencję rosnącą zawartości zanieczyszczeń powietrza. Pyły emitowane do atmosfery przez kominy fabryczne spełniają też pozytywną rolę, łagodząc efekt cieplarniany, wywołany przez CO₂. Absorbują one duże ilości energii słonecznej, ograniczając dopływ do powierzchni Ziemi. Zmieniają one w sposób istotny bilans promieniowania słonecznego, prowadząc z kolei do obniżenia temperatury powietrza – przeciwdziałają jej tendencji rosnącej.

Zarówno CO₂, jak też pyły przemysłowe są czynnikami antropogenicznymi, które kształtują klimat w skali globalnej, jak też regionalnej i lokalnej. Efekt cieplarniany jest lokalnie potęgowany przez tzw. miejską wyspę ciepła.

Wiadomo (Stopa-Boryczka, Boryczka i in. 1995), że np. w Warszawie różnica temperatury powietrza między miastem i otoczeniem może sięgać ponad 10°C. Wynika to z małego albedo i akumulacji ciepła przez zabudowę.

Efekt cieplarniany systemu Ziemia – atmosfera jest znany od dawna. Na przykład para wodna, której zawartość w atmosferze ulega wahaniom, przepuszcza krótkofalowe promieniowanie Słońca, a pochłania długofalowe promieniowanie Ziemi. Natomiast ingerencja człowieka powoduje nasilenie tego zjawiska. Jeżeli w troposferze bilans

ciepły system Ziemia – atmosfera jest stały, to prawdopodobnie ocieplenie w przyziemnej warstwie atmosfery jest kompensowane ochłodzeniem stratosfery. Istnieją ujemne i dodatnie sprzężenia zwrotne wywołane wzrostem zawartości CO₂ w atmosferze (efektem cieplarnianym). Ze wzrostem temperatury powietrza wzrasta parowanie wód oceanów, powodując większe zachmurzenie nieba. Zachmurzenie ogranicza dopływ promieniowania słonecznego (bezpośredniego) do powierzchni Ziemi. Chmury, odbijając i rozpraszając promienie słoneczne, sterują dopływem energii cieplnej do powierzchni Ziemi. Jest to zatem główne (ujemne) sprzężenie zwrotne – przeciwdziałające efektowi cieplarnianemu).

Składnik dodatni tego sprzężenia – absorpcja promieniowania długofalowego Ziemi odgrywa drugorzędną rolę. Jest to element samoregulacji termicznej systemu Ziemia – atmosfera.

Dodatnim sprzężeniem zwrotnym jest topnienie śniegów i lodów pod wpływem wyższej temperatury – prowadzące do mniejszego albedo powierzchni Ziemi, tj. większego dopływu energii słonecznej.

Pod wpływem wyższej temperatury zmianie ulega także cyrkulacja atmosferyczna – dystrybucja energii słonecznej w atmosferze. Większe kontrasty temperatury powietrza między strefami międzyzwrotnikową i polarną intensyfikują cyrkulację strefową (równoleżnikową), a także południkową.

Większa chwiejność atmosfery sprzyja intensywnej pionowej turbulencji. Cyrkulacja atmosferyczna ulega samoregulacji – zgodnie z zasadą zachowania pędu obracającego się (wokół osi ziemskiej) systemu Ziemia – atmosfera. Prędkości i kierunki wiatru są uwarunkowane powrotem systemu do stanu równowagi dynamicznej. Cyrkulacja atmosferyczna ma cechy ujemnego i dodatniego sprzężenia zwrotnego efektu cieplarnianego. Większe prędkości wiatru sprzyjają intensywnemu parowaniu z oceanów, wzrostowi zachmurzenia i spadkowi temperatury powietrza. Natomiast większy transport ciepła ku biegunom może prowadzić do topnienia śniegów i lodów – do zmniejszenia albedo w dużych szerokościach geograficznych.

Rola cyrkulacji atmosferycznej w zmianach zanieczyszczenia powietrza związkami siarki (SO₂) w miastach na Mazowszu i innych regionach Polski

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki na terenie Polski określono w pracy **K. Pyłki (2005)** p.t. *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce*. Poznanie tej zależności jest niezwykle ważne dla celów monitoringowych, bowiem może pomóc w przewidywaniu sytuacji sprzyjających zwiększonej koncentracji dwutlenku siarki.

W pracy zostały wykorzystane codzienne średnie dobowe wartości dwutlenku siarki z 9 punktów pomiarowych z lat 1993-1999. Ponadto posłużono się kalendarzem typów cyrkulacji atmosferycznej według J. Lityńskiego.

Region środkowej Polski nie odznacza się dużą emisją dwutlenku siarki (wyjątek stanowią większe miasta, np. Warszawa lub Łódź), toteż o okresowo zwiększonym stężeniu tego gazu decyduje tu głównie napływ zanieczyszczeń z terenów o dużej emisji.

Analizę rozpoczęto od oceny zmian przestrzennych oraz czasowych stężenia SO₂. Z tej części pracy wynika, iż zanieczyszczenie powietrza określone przez średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w latach 1993-1999 charakteryzuje duże zróżnicowanie przestrzenne. Największym średnim stężeniem SO₂ wyróżnia się w środkowej Polsce południowo-zachodnia oraz środkowa część regionu (Piotrków Trybunalski - 26,6 µg/m³, Warszawa – 19,7 µg/m³). Taka sytuacja wynika ze stosunkowo dużej emisji SO₂

w większych miastach, takich jak Warszawa lub Łódź oraz bliskiego sąsiedztwa elektrowni w Bełchatowie. Z kolei najlepszą jakością powietrza odznaczają się południowo-wschodnie (Radom, Jarczew) oraz północne krańce (Ciechanów, Płock) badanego terenu. Średnie stężenie SO_2 na wskazanych stacjach nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Ocena przestrzennego rozkładu stężenia dwutlenku siarki na terenie środkowej Polski pozwoliła porównać ten obszar z innymi regionami kraju. W zestawieniu z mocno zanieczyszczoną południową częścią kraju, gdzie średnie roczne stężenie SO_2 nie spada poniżej $43,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Katowice), jakość powietrza środkowej Polski przedstawia się dobrze. Gorzej analizowany region wypada w porównaniu z północnymi terenami Polski cechującymi się najmniejszą emisją oraz niewielkim stopniem zanieczyszczenia powietrza. Jedynie w Gdańsku średnie stężenie SO_2 ($19,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$) jest podobne jak w Warszawie.

Następnie stwierdzono, że stężenie dwutlenku siarki odznacza się wyraźnym rytmem rocznym, będącym wynikiem występujących w ciągu roku zmian emisji, a także zmian warunków pogodowych. Cykl roczny charakteryzuje się dużymi wartościami stężenia w miesiącach zimowych i kilkakrotnie mniejszymi (ok. 3 razy) w letnich. W półroczu chłodnym średnie dobowe wartości stężenia SO_2 osiągają nawet $44,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Piotrków Trybunalski), częściej pojawiają się większe wartości stężenia SO_2 , przekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a nawet dopuszczalną normę $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Warszawie 1,3% dni). Jedynie w Ciechanowie, Radomiu i Jarczewie stężenie SO_2 nie przekroczyło $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W półroczu ciepłym na większości stacji stężenie nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz wzrasta udział mniejszych jego wartości (poniżej $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Dodatkowo półrocze chłodne charakteryzują większe niż półrocze ciepłe wartości percentyla 0,95 przekraczające nawet $184 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Piotrkowie Trybunalskim). W cieplej połowie roku percentyl 0,95 stężenia SO_2 na większości stacji nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (wyjątek stanowią Piotrków Trybunalski ($30 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz Warszawa ($26 \mu\text{g}/\text{m}^3$)).

Wstępem do określenia wpływu cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki było rozpatrzenie wpływu kierunku adwekcji mas powietrza oraz układu barycznego. Dzięki analizie wartości średnich stężenia SO_2 , częstości występowania określonych wartości oraz percentyla 0,95 możliwe było wskazanie zróżnicowania warunków aerosanitarnych w zależności od rozpatrywanych warunków.

Kierunek adwekcji mas powietrza w bardzo istotny sposób wpływa na rozkład przestrzenny zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki. Średni czas przebywania SO_2 w atmosferze wynosi ok. 4 dni. Jest to czas wystarczający, aby zanieczyszczenia mogły być przetransportowane wraz z masami powietrza nad inne obszary. Dlatego też istotne jest, przy jakich kierunkach napływu mas powietrza należy się spodziewać okresów o podwyższonym stężeniu dwutlenku siarki. Na badanym obszarze wartości większe od przeciętnego o $2-4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pojawiały się najczęściej przy napływie mas powietrza z kierunku południowo-zachodniego (np. w Łodzi $19,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$, w Warszawie $23,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Negatywny wpływ adwekcji z tego kierunku jest wynikiem oddziaływania zakładów przemysłowych zlokalizowanych na południu (GOP) i południo-zachodzie kraju. Ten niekorzystny kierunek adwekcji pojawia się stosunkowo często (13,1% dni w roku). Znacznie lepsze warunki aerosanitarnie panują podczas adwekcji z sektora północnego, a w szczególności z północo-zachodu i północo-wschodu. Podczas napływu mas powietrza z tych kierunków na żadnym z punktów pomiarowych przeciętne stężenie nie przekroczyło wartości średniej. Jest to efekt napływu mas powietrza z nieuprzemysłowionych terenów wybrzeży i pojezierza. Łączny udział tych kierunków jest znaczny i wynosi w ciągu roku 21,5%.

W półroczu chłodnym wpływ kierunku adwekcji jest znacznie wyraźniejszy, Główną tego przyczyną jest wzmożona emisja SO₂. Najbardziej niekorzystne sytuacje powstają przy adwekcji powietrza z południa i południo-wschodu. Wzrost stężenia SO₂ następuje wówczas na większości stacji. Adwekcja mroźnego powietrza polarnego kontynentalnego ze wschodu powoduje wzmożoną intensywność systemów grzewczych, a co za tym idzie większą emisję SO₂. Podczas adwekcji z południo-wschodu częściej występują wartości stężenia SO₂ przekraczające 20 µg/m³, 50 µg/m³ a niejednokrotnie i 150 µg/m³ (Warszawa i Piotrków Trybunalski - ok. 3% pomiarów). Niekorzystny wpływ omawianych warunków podkreślają również bardzo duże wartości procentyla 0,95 stężenia SO₂ – w Łodzi (60 µg/m³), Warszawie (180 µg/m³), a także w Jarczewie (28 µg/m³). Poprawę jakości powietrza na wszystkich stacjach powoduje napływ mas powietrza z północo-zachodu oraz północo-wschodu. Wówczas przeciętne stężenie SO₂ na analizowanych punktach pomiarowych nie przekracza średniej w danym okresie na danej stacji.

W półroczu ciepłym względnie duża koncentracja SO₂ występuje podczas napływu mas powietrza ze wschodu oraz południo-zachodu. Natomiast najlepszy stan aerosanitarny występuje podczas napływu mas powietrza z zachodu. W dniach z adwekcją z tego kierunku stężenie na wszystkich stacjach jest mniejsze od przeciętnego. Najczęściej pojawiają się wartości nieprzekraczające 5 µg/m³.

Obok kierunku napływu mas powietrza ważną rolę w kształtowaniu warunków cyrkulacyjnych odgrywa rodzaj układu barycznego. W półroczu chłodnym na większości punktów pomiarowych jako najczęściej niekorzystne zaznaczały się układy antycyklonalne. Wynika to z faktu, że układy te stwarzają warunki sprzyjające tworzeniu się termicznych warstw hamujących, co powoduje zwiększenie stężenia dwutlenku siarki w przygruntowej warstwie atmosfery. Z kolei warunki sprzyjające wymianie powietrza i wynoszeniu zanieczyszczeń, a tym samym mniejszym wartościom stężenia stwarzały układy cyklonalne. Dlatego też w dniach z panującymi układami niskiego ciśnienia, stężenie na większości stacji było mniejsze od przeciętnego. Różnicę w oddziaływaniu poszczególnych układów barycznych dobrze uwidacznia analiza częstości.

W półroczu chłodnym układy antycyklonalne powodowały pogorszenie jakości powietrza na wszystkich stacjach. Najczęściej pojawiało się wówczas stężenie przekraczające 20 µg/m³ oraz 50 µg/m³ - ok. 30-50% obserwacji. Częściej również pojawia się stężenie przekraczające 100 µg/m³ (głównie w Warszawie oraz Piotrkowie Trybunalskim). Przy układach cyklonalnych, częstsze są natomiast mniejsze wartości stężenia nieprzekraczające 20 µg/m³. Częstość ich występowania waha się od 37% w Radomiu do 79% w Jarczewie. Ponadto wartości procentyla 0,95 podczas utrzymujących się układów antycyklonalnych są większe o ok. 15 µg/m³ niż podczas panowania układów cyklonalnych.

W półroczu ciepłym sytuacja aerosanitarna jest dobra na większości stacji niezależnie od utrzymującego się układu barycznego. Sprzyjają temu korzystniejsze warunki pogodowe, które łagodzą niekorzystny wpływ układów antycyklonalnych. Dlatego też w tym okresie najczęściej pojawiają się małe wartości stężenia (do 5 µg/m³) - ich udział nie spada poniżej 50%, a w Ciechanowie, Skierniewicach oraz Jarczewie przekracza nawet 90%.

Ocena wpływu typów cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki potwierdziła wcześniejsze wyniki uzyskane na podstawie analizy wpływu kierunków adwekcji mas powietrza oraz układów barycznych. Szczególnie duża koncentracja dwutlenku siarki występowała podczas sytuacji antycyklonalnych z adwekcji z południo-wschodu lub południo-zachodu (Ea-SEa oraz Sa-SWa). Niekorzystny wpływ tych ty-

pów cyrkulacji zaznacza się na wielu punktach badawczych a średnie stężenie było wówczas większe od przeciętnego o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Ciechanów $9,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Warszawa $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Natomiast najlepsze warunki aerosanitarne panowały podczas utrzymujących się typów cyrkulacji z adwekcją z sektora północnego (Na-NEa, Wa-NWa, Nc-NWc, Wc-NWc). Wówczas średnie stężenie na wszystkich punktach pomiarowych było mniejsze w porównaniu do wartości przeciętnej o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystne okazały się typy Ea-SEa oraz Sa-SWa – na większości punktów pomiarowych średnie stężenie dwutlenku siarki było wówczas większe o ok. $2-4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ od przeciętnego. Ponadto w dniach, kiedy utrzymywały się wymienione typy cyrkulacji, częstość występowania większych (przekraczających $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 na większości stacji przekraczała 50%, a w Łodzi i Piotrkowie Trybunalskim nawet 0%.

Wyraźna poprawa stanu aerosanitarne następowwała w dniach z panującym układem cyklonalnym podczas adwekcji z zachodu i północo-zachodu (Wc-NWc), wzrastał wówczas udział mniejszych (do $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 – nawet do 50% (Ciechanów, Kutno oraz Radom).

W półroczu ciepłym o większej koncentracji dwutlenku siarki decyduje głównie adwekcja mas powietrza, ponieważ wpływ układu barycznego jest wówczas nieznaczny. Za niekorzystny typ cyrkulacji, przy którym następuje zwiększenie koncentracji SO_2 , można uznać Sc-SWc. Jego wpływ zaznacza się w Łodzi, Warszawie, Radomiu oraz Skierniewicach. Generalnie w półroczu ciepłym, niezależnie od utrzymującego się typu cyrkulacji, na wszystkich stacjach zaznacza się większy udział małych, nieprzekraczających $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ wartości SO_2 .

Przedstawiona analiza dowodzi, że cyrkulacja atmosferyczna w znacznym stopniu determinuje stężenie dwutlenku siarki na obszarze środkowej Polski. Dlatego też wnioski zawarte w pracy mogą być przydatne dla celów monitoringowych i lepszej ochrony środowiska przyrodniczego.

W pracy **A. Skupińskiej (2009)** p.t. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce* wykazano bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999, a także jego zmiany w ciągu roku oraz w kolejnych latach badanego okresu. Wykazano dużą zależność dwutlenku siarki od cyrkulacji atmosferycznej. Jednak w celu lepszego określenia wpływu cyrkulacji atmosferycznej trzeba wziąć pod uwagę lokalną zmianę kierunku wiatru i położenie stacji pomiarowej względem miasta i występujących w nim emitorów.

Największe średnie stężenie SO_2 w tym okresie było na Górnym Śląsku – $49,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Zabrze, $40,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Gliwicach, a najmniejsze w południowo-wschodniej Polsce ($6,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Chełmie) oraz na Śnieżce – $3,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Największe stężenie dwutlenku siarki występuje w miesiącach zimowych, a najmniejsze w letnich. Największe średnie miesięczne stężenie dwutlenku siarki wystąpiło w Zabrze ($95,1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w styczniu), a najmniejsze w Rzeszowie ($1,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w lipcu).

Największą sezonową zmiennością stężenia dwutlenku siarki cechowały się stacje pomiarowe zlokalizowane w Zabrze i Gliwicach (ponad $70 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a najmniejszą – w Nisku ($8,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz na Śnieżce ($1,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

Układ baryczny o charakterze antycyklonalnym wpływał niekorzystnie na stężenie dwutlenku siarki na większości stacji pomiarowych.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystna była cyrkulacja południowo-wschodnia – dotyczyło to Wałbrzycha, Kędzierzyna-Koźła, Zabrze, Krakowa, Rzeszowa oraz Niska.

Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza (dwutlenku siarki SO₂ i dwutlenku azotu (NO₂)) na przykładzie Warszawy

Z przeprowadzonych badań w pracy A. Czerwonki (2000) p.t. *Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczenia w Warszawie* – na podstawie codziennych wyników pomiarów stężeń SO₂ i NO₂ w Warszawie w latach 1993-1997 i odpowiednich danych meteorologicznych wynikają ważne wnioski, dotyczące stężenia dwutlenku siarki:

- Średnie pięcioletnie stężenia SO₂ cechują się trendem spadkowym
- Średnie roczne stężenia SO₂ nie przekroczyły dopuszczalnych norm (32 µg/m³) i są zróżnicowane na terenie Warszawy
- Średnie miesięczne stężenia SO₂ cechują się zmiennością sezonową i są większe w centrum Warszawy
- Średnie dobowe stężenia SO₂ tylko dwa razy w pięcioleciu przekroczyły normę (200 µg/m³)

i stężenia dwutlenku azotu:

- Średnie pięcioletnie stężenia NO₂ nie mają istotnej tendencji spadkowej;
- Średnie roczne stężenia NO₂ nie przekraczają normy 50 µg/m³
- Średnie miesięczne stężenia NO₂ wykazują zmienność sezonową, lecz mało zależną od miejsca dokonywanych pomiarów
- Średnie dobowe stężenia NO₂ w latach 1993-1997 nie przekroczyły normy dobowej wynoszącej 150 µg/m³

Stężenie dwutlenku siarki w atmosferze w latach 1993-1997 wzrasta wraz ze wzrostem ciśnienia atmosferycznego, zachmurzenia i wilgotności powietrza. Natomiast stężenie SO₂ maleje ze wzrostem temperatury powietrza oraz sum opadów atmosferycznych. Stężenie SO₂ zależy od prędkości wiatru – wzrasta przy większych prędkościach.

Zależność stężeń dwutlenku siarki i dwutlenku azotu od warunków meteorologicznych (średnich miesięcznych i dziennych) jest podobna z wyjątkiem prędkości wiatru i zachmurzenia. Wzrost prędkości wiatru powoduje spadek stężenia NO₂. Ze wzrostem ciśnienia atmosferycznego stężenie dwutlenku azotu rośnie. Natomiast wzrostom temperatury powietrza odpowiadają spadki średnich miesięcznych stężeń dwutlenku azotu. Przy większej wilgotności względnej powietrza obserwuje się większe średnie stężenia miesięczne. Przy większych miesięcznych sumach opadów występują mniejsze stężenia dwutlenku azotu, natomiast wzrost zachmurzenia powodował spadek zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu z wyjątkiem średniej miesięcznej przy ulicy Kruczej.

Zależność stężeń SO₂ i NO₂ od temperatury powietrza (T), opadów atmosferycznych (p) i prędkości wiatru (v) łącznie opisują równania hiperpłaszczyzn regresji:

$$\begin{aligned} \text{SO}_2 &= -4,587T + 0,011p - 1,395v + 40,204 && \text{– ul. Puszczy Solskiej} \\ \text{SO}_2 &= -4,637T + 0,014p - 2,199v + 53,717 && \text{– ul. Krucza} \\ \text{NO}_2 &= -13,612T - 0,003p - 0,218v + 68,024 && \text{– ul. Puszczy Solskiej} \\ \text{NO}_2 &= -2,728T + 0,013p - 0,181v + 44,513 && \text{– ul. Krucza} \end{aligned}$$

Współczynniki regresji cząstkowej stężeń SO₂ i NO₂ względem temperatury powietrza i prędkości wiatru są ujemne. Powyższe równania wyjaśniają odpowiednio: 69,0%, 80,0%, 33,2%, 5,4% wariacji stężeń SO₂ i NO₂.

Zależność stężenia dwutlenku azotu od natężenia ruchu drogowego i warunków pogodowych w Warszawie

Związki stężenia dwutlenku azotu z ruchem drogowym zbadano w pracy **P. Szczepańskiego (2010)** pt. *Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006*. Określono wpływ kierunku i prędkości wiatru na zmiany stężenia dwutlenku azotu na przykładzie danych z czterech automatycznych stacji pomiarowych zlokalizowanych w Warszawie.

W latach 2004-2006 najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu rejestrowano na stacji Warszawa-Komunikacyjna, zlokalizowanej w ścisłym centrum miasta, w pobliżu bardzo ruchliwej ulicy. Najniższe wartości stężenia NO₂ występowały na stacjach peryferyjnych, położonych w pobliżu terenów zielonych Warszawa-Targówek oraz Warszawa-Ursynów.

Stężenie dwutlenku azotu ma silny związek z natężeniem ruchu komunikacyjnego. Dlatego mierzone wartości stężenia wykazują wyraźny przebieg dobowy. Miejski, 24 – godzinny przebieg stężenia charakteryzują dwa maksima i minima, a ich amplituda oraz zmienność czasowa zależy od wydolności układu komunikacyjnego w bezpośrednim otoczeniu punktu pomiarowego.

Najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu na wszystkich analizowanych stacjach występują w czasie tzw. miejskich szczytów komunikacyjnych: porannego i popołudniowego. Regułą jest, iż wartości stężenia notowane po południu są wyższe niż o poranku. Najniższe wartości pojawiają się w okresie pomiędzy szczytami: w ciągu dnia oraz nocą. Stałą cechą są również wyższe wartości okresu minimum w ciągu dnia niż nocą. Na tle wszystkich stacji wyróżniają się wartości ze stacji Komunikacyjna, która ze względu na swoje położenie, wykazuje inny przebieg wartości pomiędzy szczytem porannym a popołudniowym.

Średnie wartości dwutlenku azotu wykazują przebieg tygodniowy. Cykl ten jest ściśle związany z natężeniem ruchu miejskiego. Charakteryzuje go okres wzmożonych wartości w trakcie pięciu dni roboczych oraz weekendowy spadek koncentracji, szczególnie widoczny w niedziele. Widoczne jest również wzmocnienie maksimum popołudniowego, związane z nasileniem natężenia ruchu w godzinach wieczornych, czyli tzw. powrotami z weekendu.

W przebiegu rocznym stężenia dwutlenku azotu każda ze stacji wykazuje wysokie lub najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu w miesiącach zimowych oraz tuż po wakacjach. W pierwszym przypadku duży wpływ mają na to warunki atmosferyczne, a w drugim – duże natężenie ruchu komunikacyjnego. Najmniejsze wartości stężenia NO₂ przypadają na miesiące wakacyjne, kiedy to liczba poruszających się po mieście samochodów gwałtownie spada.

W przypadku zależności stężenia dwutlenku azotu od kierunku wiatru zaznacza się wyraźny wpływ lokalizacji punktu pomiarowego względem obszarów wzmożonego ruchu komunikacyjnego. Stacja Warszawa-Krucza, zlokalizowana w centrum miasta, nie wykazuje dużych wahań stężenia dwutlenku azotu przy wietrze z poszczególnych kierunków. Różnice pojawiają się na stacjach peryferyjnych, gdzie największe wartości stężenia notowane są przy wietrze wiejącym od centrum miasta – z południo-wschodu na stacji Warszawa-Targówek oraz północy na stacji Warszawa-Ursynów.

Największe wartości stężenia dwutlenku azotu na wszystkich stacjach rejestrowano przy wietrze bardzo słabym. Na stacjach Warszawa – Krucza i Warszawa Targówek skrajnie wysokie wartości stężenia dwutlenku azotu najczęściej towarzyszyły wiatrowi z południo-wschodu, zaś na stacji Warszawa – Ursynów – z północy.

Rosnąca liczba samochodów sprawia, że problem zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu będzie nadal aktualny. Ulgą dla miasta z pewnością będzie ukończenie i oddanie do użytkowania wielu trwających obecnie inwestycji drogowych, w tym tak bardzo potrzebnej obwodnicy miasta.

Zmiany okresowe (dobowe i roczne) stężenia ozonu troposferycznego i ich zależność od warunków pogodowych

W pracy **K. Jateczak (2004)** p.t. *Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy* stwierdzono, że rozkład ozonu atmosferycznego charakteryzuje się silną przestrzenną i czasową zmiennością uwarunkowaną m. in. warunkami pogodowymi.

Średnie roczne stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy w pięcioleciu 1996-2000 wykazywały tendencję wzrostową z niewielkimi spadkami stężeń w roku 1999 oraz większym spadkiem w 1997 roku. Ostatni rok badanego okresu wykazywał najwyższą wartość średniego rocznego stężenia $40,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Jest ona o $9,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ większa niż najniższe średnie roczne stężenie w badanym okresie.

W pięcioleciu 1996-2000 najczęściej występowały stężenia z zakresu od 10 do $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Na ogólną liczbę 1597 pomiarów zanotowano 296 takich wyników, co stanowi 18,5%, natomiast 11% analizowanych przypadków stanowiły stężenia $> 60 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W przebiegu średnich miesięcznych stężeń z pięciolecia najniższe wartości stężenia występowały od listopada ($16,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do stycznia ($19,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$), najwyższe wartości stężenia występowały od kwietnia ($50,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do sierpnia ($48,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

Najwyższe wartości stężeń w pięcioleciu występowały najczęściej w roku 2000 (maksimum stycznia $58 \mu\text{g}/\text{m}^3$, sierpnia $96 \mu\text{g}/\text{m}^3$, września $65 \mu\text{g}/\text{m}^3$, października $64 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz w 1996 roku (maksimum lutego $70 \mu\text{g}/\text{m}^3$, marca $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$, maja $84 \mu\text{g}/\text{m}^3$ i czerwca $85 \mu\text{g}/\text{m}^3$). W przebiegu najwyższych stężeń dobowych w pięcioleciu zaznaczały się szczególnie dwa maksima: pierwsze wystąpiło 19 sierpnia 2000 roku i wyniosło $96 \mu\text{g}/\text{m}^3$, drugie wystąpiło 22 lipca 1998 roku i wyniosło $89 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Najniższe średnie dobowe stężenie w badanym pięcioleciu wystąpiło w grudniu 2000 r. i wyniosło $3 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W pięcioleciu 1996-2000 wzrost stężeń ozonu troposferycznego następował przede wszystkim w sytuacjach wyżowych, stanowiących 67% wszystkich przeanalizowanych przypadków. Najczęstsze były typy G (centralna cyrkulacja antycyklonalna) i E₁ (południowo-wschodnia i wschodnia cyrkulacja antycyklonalna), które stanowiły odpowiednio 25% i 23%.

Zależność stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu od warunków meteorologicznych w Warszawie i Krakowie

W pracy **A. Faflak (2011)** p.t. *Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009* wykazano cykliczne wahania (roczne i tygodniowe) stężenia pyłu PM10.

W latach 2005-2009 najwyższe wartości stężenia pyłu PM10 zarejestrowano na stacjach położonych w Krakowie. Szczególnie duże wartości wystąpiły na stacji Kraków – Nowa Huta, która położona jest w bliskim sąsiedztwie ośrodka przemysłowego. Na terenie Warszawy największe stężenie zanieczyszczenia miało miejsce na stacji Warszawa-Komunikacyjna, usytuowanej w kanionie ulicznym, w ścisłym centrum miasta z bardzo dużym natężeniem ruchu komunikacyjnego. Najniższe wartości stężenia pyłu PM10 wystąpiły na stacjach peryferyjnych Warszawy (Ursynów, Targówek).

Przebieg roczny na wszystkich stacjach kształtuje się podobnie. Najwyższe wartości wystąpiły w roku 2006, w pozostałych latach poziom zanieczyszczenia nie podlegał zasadniczym zmianom. Duże stężenie zanieczyszczeń pyłowych w 2006 roku spowodowane było mroźną zimą. W przypadku stacji warszawskich najwyższe wartości notowane były w kwietniu, ponadto w styczniu, październiku i listopadzie, natomiast w Krakowie w listopadzie, grudniu i styczniu.

Średnie wartości stężenia zanieczyszczeń pyłowych wykazują przebieg tygodniowy, cykl ten z pewnością powiązany ze zmianami ruchu drogowego na terenie badanych miast. Cechą charakterystyczną jest okres zwiększonych wartości stężenia w trakcie dni roboczych, z weekendowym spadkiem koncentracji. Na stacjach krakowskich stwierdzono blisko dwukrotnie większe wartości stężenia zanieczyszczeń pyłowych w porównaniu ze stacjami w Warszawie.

Dokonując porównania zmian stężenia w roku 2009 na stacjach o charakterze komunikacyjnym w Warszawie i Krakowie, które mają zbliżoną lokalizację w obrębie miasta, zaobserwowano tendencję ponad dwukrotnego wzrostu stężenia w okresie jesienno-zimowym na stacji krakowskiej. Największe wartości stężenia w przypadku obu stacji zarejestrowano w styczniu. Przebieg tygodniowy na analizowanych stacjach jest odmienny, w przypadku Warszawy widoczny jest trend spadkowy od piątku do niedzieli, wtedy następuje radykalne ograniczenie ruchu komunikacyjnego w mieście. Natomiast w przypadku Krakowa najniższe wartości zarejestrowana w poniedziałek, środę oraz sobotę, niewidoczny jest spadek stężenia w trakcie weekendu. Przyczyną może być tranzytowy charakter miasta, gdzie następuje wzrost natężenia ruchu komunikacyjnego w weekend.

W latach 2005-2009 dopuszczalna norma przekroczenia 24-godzinnego stężenia ($50 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wynosiła 35 razy w ciągu roku. W badanych pięcioleciu na stacjach w Krakowie norma ta nie została zachowana w żadnym roku. Natomiast w przypadku Warszawy jedynie na stacjach peryferyjnych dopuszczalne normy zostały zachowane, w roku 2007 na stacji Warszawa-Ursynów i w roku 2008 na stacji Warszawa – Ursynów oraz Warszawa –Targówek.

W analizowanym pięcioleciu stężenie $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ zostało najwięcej razy przekroczone na stacjach położonych w Krakowie. Wpływ na zaistniałą sytuację ma zapewne topografia miasta. Największa liczba dni z niezachowaną normą miała miejsce na stacji Kraków-Nowa Huta, położonej w sąsiedztwie Nowohuckiego Obszaru Gospodarczego.

W analizowanym pięcioleciu stężenie $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ zostało najwięcej razy przekroczone na stacjach położonych w Krakowie. Wpływ na zaistniałą sytuację ma zapewne topografia miasta. Największa liczba dni z niezachowaną normą miała miejsce na stacji Kraków-Nowa Huta, położonej w sąsiedztwie Nowohuckiego Obszaru Gospodarczego. Natomiast poziom alarmujący trwający trzy kolejne doby ze stężeniem 24-godzinnym ponad $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ miał miejsce jedynie na stacjach w Krakowie w czasie okresu zimowego 2006 roku. Najdłuższy poziom alarmujący miał miejsce w roku 2006 na stacji Kraków – Nowa Huta i trwał sześć dni. W Warszawie wystąpiły wtedy jedynie pojedyncze dni z przekroczoną normą $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Kwasowość opadów atmosferycznych na przykładzie Warszawy i Jarczewa

W pracy **K. Zduńczyk (2009)** p.t. *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa* określono stan kwasowości opadów atmosferycznych.

Na jakość powietrza mają wpływ : wielkość emisji i imisji zanieczyszczeń, warunki lokalne – ukształtowanie terenu, pokrycie terenu oraz warunki meteorologiczne – ogólna cyrkulacja atmosfery, która pełni funkcje transportera zanieczyszczeń.

Na zakwaszenie opadów atmosferycznych wpływa również wiele innych czynników. W pracy wykazano, że sama obecność kwaśnych związków gazowych w powietrzu, na przykład dwutlenku siarki ma wpływ na pH opadów. Średnia roczna pH w badanym okresie to 4,71, zdecydowanie poniżej wartości normalnego opadu – 5,6. Potwierdza to tezę o występowaniu bardziej zakwaszonych opadów w okresach wzmożonej emisji dwutlenku siarki (chłodna pora roku – pH poniżej 4,5). Najczęściej występującym opadem był opad o pH zawierającym się w granicach 4,1-4,5 (około 38% dni), natomiast częstość ta wzrosła w porze chłodnej do 47 %, a zmalała w półroczu ciepłym do 28%. Jedynie 15% dni w badanym dziesięcioleciu charakteryzowały się opadem o pH powyżej 5,1.

Punkt pomiarowy w Jarczewie jest zlokalizowany na obszarze pozamiejskim. Opady występujące tutaj charakteryzują się odczynem kwaśnym, a nawet bardzo kwaśnym - a w 13% dni pH opadu miało wartość poniżej 4,0.

Opady atmosferyczne spełniają ważną rolę dla jakości powietrza, gdyż usuwają zanieczyszczenia. Jednakże powoduje to degradacje pozostałych elementów środowiska. W pracy poddano analizie kilkudniowe serie opadowe, by sprawdzić jak czas trwania opadu wpływa na zmniejszenie jego zakwaszenia. Wyniki potwierdziły tezę, że kwasowość zmniejsza się, gdy opad atmosferyczny występuje co najmniej przez 4 dni..

Okazało się, że masy powietrza napływające z sektora zachodniego przynoszą opady o najwyższym zakwaszeniu (średnia wartość $pH = 4,42$), zwłaszcza w chłodnej porze roku. Taka sytuacja może być niebezpieczna dla środowiska, gdyż wartości poniżej 4,0 wystąpiły aż w 18% przypadków. Wysokie zakwaszenie występuje również przy napływie powietrza z kierunku północno-zachodniego i południowo-zachodniego. Inna jest w cieplej porze roku, gdzie dominuje sektor północny, z którego napływa powietrze niosące opady o wyższym pH (4,66), nadal jednak jest to opad kwaśny. Ważnym okazuje się kierunek wschodni cyrkulacji, mimo, iż wystąpił jedynie w 10% dni, to zakwaszenie opadu jest najmniejsze ($pH=5,01$).

Typ układu barycznego wpływa również na stężenie zanieczyszczeń w powietrzu. Ze względu na układ prądów powietrznych niż baryczne powinny sprzyjać wynoszeniu zanieczyszczeń, natomiast antycyklonalne oraz sytuacje „zerowe” – kumulacji. Wykazano, że pH opadu atmosferycznego w czasie pogody niżowej (cyklonalnej) oraz wyżowej (antycyklonalnej) było podobne, średnia wyniosła odpowiednio 4,73 i 4,72.

Najczęściej skrajnie niskie wartości pH opadów wystąpiły w czasie typów NWO, NWA i Wa, a bardzo rzadko w czasie typów Sa, No, Eo i NEc. Najczęściej warunki cyrkulacyjne kształtowały nad Polską typy NWC, SWc i Nc, w czasie których średnie pH miało wartość około 4,7, zbliżoną do średniej z dziesięciolecia, a najczęściej występował opad, którego pH zawierało się między 4,1-5,0.

W rozdziałach końcowych *Stan badań współczesnych zmian klimatu z uwzględnieniem prognoz* (VIII) i *Verification of forecasts concerning periodic changes in the climate of Warsaw in the period 1779-2010* (IX) omówiono ważniejsze problemy i wyniki badań w zakresie zmian klimatu. Oceniono wiarygodność dotychczasowych prognoz okresowych zmian klimatu Warszawy według interferencji cykli temperatury powietrza, wykrytych w serii pomiarów od 1779 roku, sprzed 30-lat (1980-2010) i 20 lat (1991-2010).

3.29. Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski

Tom XXIX. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 451.

Prace dyplomowe w tym zakresie podejmowane były najczęściej z inicjatywy studentów specjalizacji klimatologicznej. Świadectwem tego niech będzie pierwsza praca magisterska J. Ososa pt. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie*, wykonana przez czynnego pracownika LOT pod kierunkiem W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej w 1963 roku.

Przed przystąpieniem do zasadniczego tematu, w rozdz. II pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* dokonano prezentacji kolejnych problemów badań klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych, zawartych w poszczególnych tomach Atlasu.

We współczesnym świecie daje się zaobserwować gwałtowny rozwój komunikacji lotniczej. Wzrosła liczba nowych połączeń, wydłużają się ich trasy i czas trwania lotu.

Komunikacja lotnicza stała się najbezpieczniejszym i najszybszym rodzajem transportu o szybko wzrastającej liczbie pasażerów. Gwałtownie rośnie też zainteresowanie zjawiskami atmosferycznymi, towarzyszącymi podróżom lotniczym i wywierającymi negatywny wpływ na organizm człowieka.

Tematy dotyczące bezpośrednio klimatu lotnisk najczęściej podejmowane były przez studentów specjalizacji w pierwszej dekadzie XXI wieku (Mrozek 2003, Błasiak 2007, Parzuchowski 2008, Olczak 2008, Szmyd 2008, Śmielak 2010, Tołoczko 2010).

Klimat lotniska Okęcie w Warszawie przedstawiony w rozdziałach III pt. *Klimat lotniska Okęcie w Warszawie w opublikowanych skrótach prac magisterskich Zakładu Klimatologii* i IV pt. *Klimat lotniska w Warszawie w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii* jest potraktowany wyjątkowo, bo uwzględnia aż 15 prac związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem.

Druga część pracy dotyczy klimatu lotnisk położonych nie tylko na Mazowszu ale i w innych regionach geograficznych Polski:

Nizina Mazowiecka – Warszawa (Okęcie), Radom (Sadków), Dęblin (Lotnisko)

- Pojezierze Mazurskie – Olsztyn (Dajtki)
- Pojezierze Wielkopolskie – Poznań (Ławica)
- Nizina Śląska – Wrocław (Strachowice)
- Karpaty Polskie – Krosno (Lotnisko), góry

Za najważniejsze wyniki badań tej zasadniczej części Atlasu należy uznać prace dotyczące bezpośrednio oceny klimatu badanych lotnisk wymienionych miast.

Lotniska zbadano pod względem: kierunku i prędkości wiatru, częstości występowania mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu oraz intensywnych opadów atmosferycznych. Wydzielono też okresy, w których pogoda najbardziej lub najmniej sprzyja komunikacji lotniczej.

Na szczególną uwagę zasługuje rozdział VI pt. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* poświęcony obciążeniom organizmów ludzkich

powstałych na dalekich trasach lotniczych po przekroczeniu stref klimatycznych i czasowych (Buczynski 1990). Najwięcej miejsca poświęcono obciążeniom wynikającym ze zmiany strefy klimatycznej. Podjęto próbę określenia obciążeń klimatycznych, tj. stresu ciepła i stresu chłodu. Opisano zmiany odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach:

- Warszawa – Singapur
- Warszawa – Kair
- Warszawa – Montreal

Badając częstość występowania w ciągu roku codziennych różnic ΔNTE podzielonych w przedziały wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. I tak, dla tras Warszawa-Singapur i Warszawa-Kair najbardziej niekorzystny dla organizmu okres przypada między listopadem i lutym, a minimum obciążeń występuje między czerwcem i wrześniem (Singapur) lub kwietniem i październikiem (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa-Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń występuje od grudnia do lutego, a minimum od czerwca do września. Uzyskane wyniki mogą stanowić podstawę do planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwalają.

Wydzielono też rozdział VII pt. *Wiatry silne i bardzo silne w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne dotyczący wiatrów o dużych prędkościach*, traktując je jako najbardziej niebezpieczne zjawiska pogodowe w komunikacji lotniczej.

Rozdział VIII pt. *Zmiany okresowe i tendencje niektórych zjawisk pogodowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa* obejmuje opublikowane przez zespół pracowników Zakładu Klimatologii niektóre zjawiska pogodowe w Polsce i ich niebezpiecznych skutki dla różnych dziedzin gospodarki narodowej.

W oryginalnym rozdziale IX pt. *Weryfikacja prognoz okresowych zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1980-2100* oceniono sprawdzalność prognoz opadów (według interferencji cykli) na przykładzie Warszawy i Wrocławia.

W rozdziale X pt. *O realności okresów i tendencji zmiennych klimatologicznych zastosowano zasady identyfikacyjne w weryfikacji wyznaczanych cykli (metodą „sinusoid regresji”)* w odniesieniu do ich przyczyn i liczb losowych.

SPIS TREŚCI (29)

I	WPROWADZENIE	7
II.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	9
III.	KLIMAT LOTNISKA OKĘCIE W WARSZAWIE W OPUBLIKOWANYCH SKRÓTACH PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	18
3.1.	Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) – Józef OSOS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	18
3.2.	Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007) – Karolina BŁASIAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	37
3.3.	Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) – Marta MACIEJAK (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	47
3.4.	Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) – Paulina PIĄTKOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	56
3.5.	Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) – Karol STYŚ (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)	65
3.6.	Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995 (2003) – Mariola GÓRSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	79

3.7.	Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie (1997) – Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA) (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	85
3.8.	Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy (2008) – Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	90
3.9.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Krakowie (2009) – Joanna MAROSZEK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	99
3.10.	Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁĄŻEWSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	112
3.11.	Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) – Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	123
IV.	KLIMAT LOTNISKA W WARSZAWIE W ARCHIWALNYCH PRACACH MAGISTER-SKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	130
4.1.	Rola mas powietrza w kształtowaniu warunków termicznych w Warszawie (2009) – Dominika PIĘTAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	130
4.2.	Częstość burz w różnych masach powietrza w Warszawie (2008) – Izabela ZABŁOCKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	142
4.3.	Cykliczność i tendencje zmian hydrometeorów w Warszawie – Monika MARKS (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	153
4.4.	Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy (2011) – Grzegorz WIKTORSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	165
V.	OCENA KLIMATU NA POTRZEBY KOMUNIKACJI LOTNICZEJ W INNYCH MIASTACH POLSKI (RADOM, DĘBLIN, OLSZTYN, POZNAŃ, WROCŁAW, KROSNO)	187
5.1.	Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2008) – Paweł PARZUCHOWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	187
5.2.	Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie (2010) – Marzena ŚMIELAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	204
5.3.	Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki (2003) – Anna MROZEK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	221
5.4.	Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy (2008) – Emilia OLCZAK (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)	238
5.5.	Niebezpieczne zjawiska pogodowe zagrażające funkcjonowaniu Lotniska Wrocław Strachowice w latach 2006-2009 (2010) – Anna TOŁOCZKO (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	266
5.6.	Wpływ warunków meteorologicznych na funkcjonowanie lotniska w Krośnie – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	280
5.7.	Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich (2008) – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	292
VI.	OBCIĄŻENIA ORGANIZMU LUDZKIEGO POWSTAŁE NA DALEKICH TRASACH LOTNICZYCH (1990) – Krzysztof BUCZYŃSKI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	312
VII.	WIATRY SILNE I BARDZO SILNE W POLSCE I ICH UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE	339
7.1.	Warunki synoptyczne sprzyjające występowaniu silnych wiatrów w Polsce w latach 1951-1987 (1997) – Elżbieta FLISIAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	339
7.2.	Wiatry silne i bardzo silne w Polsce (1995) – Anna Beata ADAMCZYK (opiekun naukowy: Danuta MARTYŃ)	349
VIII.	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODOWYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Katarzyna GRABOWSKA, Jolanta WAWER, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	359
IX.	WERYFIKACJA PROGNOZ OKRESOWYCH ZMIAN OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE W LATACH 1980-2100 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	382
X.	O REALNOŚCI OKRESÓW I TENDENCJI ZMIENNYCH KLIMATOLOGICZNYCH – Jerzy BORYCZKA	403
XI.	ZAKOŃCZENIE	416
XII.	LITERATURA	437

W *Zakończeniu* (rozdz. XI) przedstawiono najważniejsze wyniki badań, dotyczących oceny klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej w miastach reprezentujących różne regiony geograficzne Polski.

Stan atmosfery jest jednym z podstawowych czynników warunkujących wykonanie zadania lotniczego (lot komunikacyjny, szkolny, naukowo – badawczy, bojowy). Pogoda niesprzyjająca osłabia bezpieczeństwo i obniża ekonomię lotów. Ale równocześnie lotnictwo stawia służbie lotniczo - meteorologicznej nowe wymagania. Dlatego zakres i technika tej służby muszą, czynić postępy, aby nadążyć za rozwijającym się lotnictwem. Wymagania dotyczące pomiarów meteorologicznych są zróżnicowane w zależności od kategorii lotniska. W Polsce wszystkie lotniska poza Okęciem w Warszawie mieszczą się w takiej kategorii, w której te wymagania spełnia standardowo wyposażona stacja meteorologiczna, zlokalizowana w miejscu reprezentatywnym dla całego lotniska, posiadająca przyrząd do pomiaru podstawy chmur. Przepisy te dotyczą dużych lotnisk komunikacyjnych. Natomiast na małych lotniskach aeroklubowych, mieszczących się w pobliżu miast, często umiejscowione są, stacje meteorologiczne, reprezentujące miasto lub lotnisko korzysta z informacji ze stacji najbliższej położonej.

Lotniska zbadano pod względem takich elementów i zjawisk meteorologicznych jak: prędkość i kierunek wiatru, występowanie mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu i opadów silnych. Wszystkie te czynniki znacząco wpływają na bezpieczeństwo i pracę lotniska, samolotów oraz ludzi je obsługujących, a także tych, którzy korzystają z ich usług. Na przykład silny porywisty wiatr wiejący pod kątem prostym do pasa uniemożliwia starty i lądowania; mgły, silny opad śnieżny zmniejszają widzialność poziomą i w ten sposób zwiększają ryzyko przy wykonywaniu tych manewrów; burza może spowodować nagle zmiany kierunku i prędkości wiatru, które ogromnie utrudniają pilotaż; a szron pokrywający płytę lotniska może spowodować ślizganie się samolotu poniżej i doprowadzić do wypadku (Mrozek, 2003).

Ponadto celem prezentowanych prac jest wydzielenie okresów, w których pogoda najmniej lub najbardziej sprzyja wykonywaniu zadań lotniczych.

Ocena klimatu Okęcia w Warszawie na potrzeby lotnictwa

Klimat lotniska Okęcie potraktowano wyjątkowo, eksponując wyniki badań zawartych aż w 15 pracach magisterskich związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem. Spośród nich wybrano cztery skróty prac, związanych bezpośrednio z lotnictwem.

Cechy klimatu lotniska nizinnego na przykładzie Okęcia

W pracy **J. Ososa (1993)** p.t. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)* przedstawiono pełną analizę zjawisk zachodzących na lotnisku Warszawa-Okęcie i nad nim, w warstwie, w której odbywa się początkowa i końcowa faza każdego lotu.

Na Okęciu w latach 1951 - 1960 przeważały wiatry zachodnie. Polska leży bowiem w strefie cyrkulacji zachodniej, gdzie dominuje pogoda związana z wędrownką nizin, głównie wzdłuż „Szlaku Bałtyckiego”. Najczęstsze są wiatry z kierunku 270° (W), których częstość wynosi 12,9%. Rzadziej występują cisze – 11,9% i kierunek 247,5° – 7,9%. Najmniej zanotowano wiatrów z kierunku 22,5° – 1,8%. Najwięcej jest wiatrów o prędkości z przedziałów 4-6 oraz 7-10 węzłów (2-3 m/s) stanowiąc 27% i 25% ogólnej liczby wiatrów. Korelując prędkość wiatru z kierunkiem, stwierdzono największą powtarzalność z kierunku 270° o prędkości od 11-16 węzłów. Wiatrów najsłabszych (1-3

węzły) jest najwięcej z kierunku 180°, a najsilniejszych 34-40 węzłów (16 razy), a nawet 48-55 węzłów (1 raz) z kierunku 247,5°. Przewaga kierunku 270° utrzymuje się w zakresie prędkości od 4-6 do 22-27 węzłów; dla większych prędkości jest już najczęstszy kierunek 247,5°. Dla wiatrów z kierunku 22,5° nie zanotowano ani jednego przypadku o prędkości powyżej 21 węzłów (10 m/s).

Temperatura średnia roczna przekracza 5°C i jest wyższa niż wynika to z położenia geograficznego. Dodatnia anomalia termiczna Europy jest wynikiem oddziaływaniu ciepłych wód Prądu Zatokowego. Zakres wahań temperatury jest duży. Średnie dobowe wartości zmieniają się od -25°C do +27°C, co jest związane z napływem różnych mas powietrza. Wilgotność względna na Okęciu jest wyższa niż na Bielanach, ponieważ obszar lotniska to dawne, dziś zdrenowane tereny podmokłe jeszcze dziś wokół nich znajdują się liczne zbiorniki wodne.

Zachmurzenie średnie roczne wyższe niż 5/10 – związane jest z położeniem Polski w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych, w klimacie przejściowym, co stwarza warunki do tworzenia się i występowania wszystkich rodzajów chmur.

Średnie sumy miesięczne opadów wahają się w ciągu roku w granicach od 20 mm w lutym do 79 mm w lipcu. Stosunek opadów półrocza zimowego do opadów półrocza letniego ma się jak 172:298. Stosunkowo małe sumy opadów na Niżu Polskim, według niektórych autorów, są wynikiem tak zwanego „Mazowieckiego cienia opadowego”.

Mgły występujące na lotnisku są przeważnie związane z napływem mas morskich (W-NW) lub z przenoszenia mgieł z nad doliny Wisły (E-SE), albo są lokalne na skutek wypromieniowania. Ich przebieg roczny i dobowy wiąże się z przebiegiem temperatury i wilgotności.

Burze notowane są wyłącznie w półroczu letnim w związku z intensywnym rozwojem chmur kłębiastych, na skutek dużych gradientów pionowych temperatury.

Podstawa chmur niskich (do 270 m) zależy od kierunku i prędkości wiatru. Chmury niskie najczęściej występują podczas ciszy (245 przypadków), a chmury najniższe – przy kierunku 270° (90 przypadków) i przy kierunku 292,5° (77). Również chmury niskie w pozostałych przedziałach podstawy notowano najczęściej przy wietrze z kierunku 270°. Chmury najniższe do 30 m (w przedziale 00-01) występują tylko sporadycznie przy wiatrach z kierunków 0-22,5° i 337,5° (po 3 przypadki). Największą częstość mają chmury o podstawie 150-270 m (05-09), o prędkości przy wietrze 0-6 węzłów (również przy tej samej prędkości obserwowane są najczęściej chmury najniższe, a następnie przy prędkości 7-10 węzłów). W badanym pięcioleciu obserwowano najczęściej chmury o podstawie 00-01 przy ciszach, następnie z przedziału 05-09 przy wietrze z kierunku 270° o prędkości 11-16 węzłów i dalej o podstawie 05-09 przy ciszach. Chmury najniższe (00-01) najczęstsze są przy ciszach, przy wietrze z kierunku 270° o prędkości 7-10 węzłów (48 przypadków) i przy wiatrach z kierunku 292,5° o prędkości od 0-6 węzłów.

Widzialność do 2300 m jest najczęstsza przy ciszach (864 przypadki w pięcioleciu). Widzialność najmniejsza (00-03) najczęściej występuje przy wiatrach z kierunku 135° (41 przypadków), natomiast najmniej przy wiatrach 360° i 337,5° (1). Największą częstością charakteryzuje się przedział widzialności 08-23 przy wietrze z kierunku 270° o prędkościach: 0-6, 7-10 i 11-16 węzłów. Widzialność najmniejsza (do 300 m) występuje najczęściej przy wiatrach z kierunku 292,5° przy tej samej prędkości (28 przypadków).

W ciągu roku zachodnie wiatry występują najczęściej z prędkością około 5m/s. Z takimi wiatrami związana jest największa częstość występowania niskiej podstawy chmur i słabej widzialności. Liczbę dni i terminowość lotów zmniejsza również słaba widzialność występująca przy wiatrach E-SE.

Rozkłady lotów na całej półkuli północnej, jak również nasilenie komunikacji lotniczej, podlegają zmianie w półroczach (są intensywniejsze w półroczu letnim – turystyka). Na Lotnisku Warszawa-Okęcie w ciągu w roku obserwuje się 237 przypadków złej pogody utrudniającej loty (widzialność pozioma ≤ 1500 m, podstawa chmur ≤ 150 m). Większość z nich występuje w półroczu zimowym (217). Niekorzystne warunki występują najczęściej przy wiatrach z sektora WSW-NW (niska podstawa chmur i słaba widzialność pozioma) oraz E-SE (słaba widzialność). Z sektora WSW-NW napływają bowiem niższe oraz wilgotne masy atlantyckie, a wiatry E-SE przynoszą mgły z nad Wisły i jej doliny.

Lotnisko Warszawa-Okęcie ma własny klimat lokalny, mimo że jest wkomponowany w klimat okolic Warszawy, a nawet w makroklimat Niżu Polskiego. Potwierdzają to różnice między Okęciem a Bielaniem. Prędkość wiatrów jest większa na Okęciu niż na Bielaniach, a temperatura powietrza (amplituda) – mniejsza (w terenie otwartym). Zachmurzenie jest mniejsze na Okęciu niż na Bielaniach (dalej od Wisły o 12 km i brak dymów przemysłowych), a wilgotność względna – większa (teren wilgotny otoczony zbiornikami wodnymi).

Lotnisko Warszawa-Okęcie wyróżnia się niektórymi cechami warunków meteorologicznych.

W czasie słonecznej pogody, przy ciszy lub słabym wietrze (2-3 m/s) daje się zaobserwować w pewnych porach roku i sytuacjach barycznych, przeważnie w godzinach wieczornych, mgłę przyziemną lub zamglenie na skrzyżowaniu pasów startowych w kierunkach 292° i 331° . Mimo tego, że osiąga 2-3 m wysokości, zasłania pilotowi lądującemu w w/w kierunku początek pasów (z przeciwnego kierunku i z portu lotniczego jest prawie niezauważalna). Powyższe zjawisko można wytłumaczyć łagodnym i rozszerzającym się obniżeniem terenu opadającym w kierunku doliny Wisły.

W wyniku napływu lokalnych wilgotnych mas powietrznych oraz intensywnego wypromieniowania pasów startowych nagrzewanych w ciągu dnia, powstaje przyziemna mgła o charakterze radiacyjno-adwekcyjnym. Zmieniający się kąt padania promieni słonecznych powoduje zwiększenie albedo powierzchni mgły. Konsekwencją tego jest dodatkowe utrudnienie lądowania, a nawet możliwość złego obliczenia glisady („ścieżki” schodzenia do lądowania).

Przy zaobserwowaniu powyższego zjawiska należy lądować w kierunku 112° lub 150° .

Z przedstawionych danych wynika, że na Okęciu średnio 24 dni są nielotne z powodu złej pogody; a na Bielaniach (gdyby było lotnisko komunikacyjne) 34 dni. W tym na Okęciu w porze dziennej – 8 dni, w porze nocnej – 16 dni; na Bielaniach w porze dziennej – 15 dni, w porze nocnej – 19 dni.

Prognozowanie mgieł na lotnisku Okęcie

Z pracy **K. Błasiak (2007)** p.t. *Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie* po przeprowadzonej weryfikacji metod badań wynika, że hydrostatyczny model mezoskalowy UMPL można wykorzystywać do formułowania wiarygodnych prognoz pojawienia się mgły na lotnisku Warszawa-Okęcie. Świadczy o tym bardzo wysoki odsetek trafnie przewidzianych wystąpień rozpatrywanego zjawiska w prognozie bieżącej i z wyprzedzeniem na 12 godzin. Stwierdzono jednak znaczną nadprognozę mgły. Może to być związane z nieodpowiednią parametryzacją zjawiska. Z drugiej strony, wartości obserwowane w punkcie porównano z wartościami uzyskanymi z modelu, które stanowią w najlepszym przypadku wartość średnią z kwadratu siatki. W sytu-

acji, gdy mgła nie pokrywa całego oczka siatki, jej wystąpienie w oknie siatki będzie częstsze niż na pojedynczej stacji.

Zastosowana metoda weryfikacji prognoz mgieł (zarówno bieżącej, jak z wyprzedzeniem) wydaje się właściwa. Wskaźniki dobrze pokazują pogarszanie się jakości prognozy w miarę oddalania od terminu początkowego.

Ocena sprawdzalności prognozy na podstawie wyników obserwacji zapewnia większą niezależność od procesu asymilacji, której podlegają wszystkie dane obserwacyjne zawarte w 5-godzinym przedziale czasowym wokół terminu analizy. Pojawia się wówczas jednak problem związany z jakością obserwacji i z różnym stopniem dokładności wartości elementów meteorologicznych zapisywanych w dzienniku synoptycznym i otrzymywanych w wyniku numerycznego prognozowania. Na pogorszenie wiarygodności prognozy dodatkowo może wpływać interpolacja danych prognostycznych do jednego punktu siatki modelu.

Właściwa prognoza mgły zależy od trafnej prognozy widzialności, a ta od prognozy wilgotności względnej i zawartości aerozolu. Prognoza mgły jako pochodnego elementu na podstawie parametrów bezpośrednio wyliczonych z modelu może być zatem znacznie mniej wiarygodna niż wielkości bezpośrednio obliczonych.

Należy pamiętać, że pomimo rozwoju numerycznych metod prognozowania i modelowania stanu atmosfery, prognozowanie wystąpienia, intensywności i ewolucji mgieł jest nadal trudnym zadaniem, bowiem mgła jest zjawiskiem charakteryzującym się dużą zmiennością w czasie i w przestrzeni, zależnym od rodzaju i stanu podłoża. Na powstawanie mgły mają wpływ procesy o skali mniejszej niż rozdzielczość siatki modelu. Przeprowadzona w niniejszej pracy analiza dotyczyła jednej stacji i stosunkowo niewielkiej liczby danych. Występowanie mgieł i czas ich utrzymywania się są ściśle uzależnione od położenia lotniska, a szczególnie od fizjografii terenu. Swoisty wpływ na kształtowanie się warunków pogodowych może wywierać również bliskość miasta. Na razie rozdzielczość dostępnych modeli nie pozwala uwzględnić w dostateczny sposób tych wszystkich elementów.

¹ Publikacja powstała na podstawie pracy magisterskiej Karoliny Błasiak pt. *Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie* (2007) (opiekun naukowy: Bożena Kiciński)

Bioklimat lotniska Okęcie

W pracy **M. Szulc-Bomba (1991)** p.t. *Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970* oceniono warunki odczuwalne panujących na terenach pozamiejskich, reprezentowanych przez stację Warszawa-Okęcie, opracowane na podstawie kompleksowego wskaźnika biometeorologicznego tj. temperatury efektywnej (*TE*), zdefiniowanej wzorem Missenarda. Umożliwiło to ocenę komfortu termicznego, w rozumieniu bioklimatologii, ponieważ ten wskaźnik klimatu odczuwalnego, uwzględnia oddziaływanie na organizm ludzki trzech elementów meteorologicznych: temperatury powietrza, wilgotności i prędkości wiatru. W latach 1966-1970 największe średnie wartości wskaźnika *TE* były w lipcu 1967 r., który to rok jednocześnie został uznany za najbardziej „komfortowy” w badanym okresie. Najmniejsza wartość temperatury efektywnej wystąpiła w grudniu 1969 r., a innych latach - w styczniu. Zdecydowanie najwyższa temperatura efektywna pojawiała się w terminie południowym. o godz. 13⁰⁰, a natomiast najniższa – w godzinach rannych. Przebiegi roczne wartości wskaźnika *TE* były osobliwymi cechami.

Jest to obszar o dość niskiej temperaturze efektywnej, szczególnie zimą, wskazującej długotrwałe okresy z silnym przechłodzeniem organizmu człowieka. Jest to przyczyną dość dużego udziału warunków dyskomfortowych z powodu przechłodzenia, a jedno-

częściej zmniejszenia warunków „ciepła” i „gorąca”, także niekorzystnych dla człowieka. Zaledwie 19% średni pięcioletni udział warunków komfortu (przez cały rok) uważa należy za nieduży i jest to kolejną negatywną cechą bioklimatu peryferyjnej dzielnicy Warszawa-Okęcie. Charakterystyczne warunki zimna, utrzymywały się z różnym „natężeniem” przez cały rok, z największą częstością w porze zimowej (niekiedy wszystkie dni miesiąca należały do „zimnych”), a najmniejszą w okresie letnim.

Specyfiką badanej stacji meteorologicznej Warszawa-Okęcie, był niewielki udział stanów dyskomfortowych z powodu przegrzania. „Ciepło” utrzymywało się w miesiącach lata, niekiedy w pojedynczych w czasie wiosny i jesieni, a „gorąco” tylko w lecie i nie zawsze we wszystkich jego miesiącach. Zmienność warunków odczucia termicznego, na peryferiach od Warszawy od strony południowo-zachodniej, była niewielka, gdyż zaledwie 7,2% dni pięcioletnia charakteryzowało się gwałtownymi zmianami temperatury efektywnej z dnia na dzień, a aż 92,8% dni stanowiły niewielkie wahania wskaźnika *TE*, w obrębie podobnych czy „sąsiednich” warunków odczuwalnych.

Bioklimat śródmieścia Warszawy jest bardziej korzystny dla człowieka ze względu na: wyższą temperaturę efektywną w zimie, duży udział zmian małobódcowych, mniejszą częstość warunków zimna, przy niezbyt dużym wzroście udziału stanów ciepła i gorąca, nieco częstsze występowanie komfortu termicznego i zmniejszenie czasu trwania okresów zimnych. Zdecydowanie na niekorzyść miasta świadczy duże zanieczyszczenie powietrza i hałas.

Klimat akustyczny lotniska Okęcie i jego otoczenia

Praca **G. Wiktorskiego (2011)** p.t. *Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy* dotyczy problematyki hałasu lotniczego. Problematyka hałasu lotniczego jest stosunkowo młodą i stale rozwijającą się dziedziną w ochronie środowiska. Choć na świecie naukowcy prowadzą intensywne badania i publikują coraz to nowsze opracowania w Polsce widać niewielkie zainteresowanie tym tematem. Port Lotniczy im. Fryderyka Chopina na warszawskim Okęciu jest przykładem dynamicznie rozwijającego się lotniska, zlokalizowanego w bliskim sąsiedztwie zabudowy mieszkaniowej. Wraz ze wzrostem natężenia ruchu lotniczego zwiększa się natężenie hałasu na pobliskich obszarach, co przedkłada się na problemy zdrowotne mieszkających tam ludzi. Przedstawiono aktualny stan klimatu akustycznego wokół lotniska wykorzystując dane ciągłych pomiarów hałasu (dostępnych w zasobach Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska) z lat 2007-2010 oraz analizując aktualne mapy akustyczne okolic portu lotniczego.

W pierwszej części opracowania badany był średni miesięczny równoważny poziom dźwięku w ciągu dnia i nocy w okresie luty 2007 r. – czerwiec 2010 r. Dłuższa analiza pozwoliła wykazać, że ustanowione prawnie progi akustyczne są nadal przekraczane, co szczególnie widać w wynikach pomiarów w punkcie „Załuski” (południowo-zachodnia część Warszawy). W tym jednym miejscu poziom hałasu w ciągu dnia i nocy wykroczył poza wartości dopuszczalne średnio o 7 dB.

Drugim wyjątkowym przypadkiem był stan akustyczny na terenie szpitala onkologicznego (punkt „Onkologia”) na południo-wschód od lotniska. Według rozporządzeń ministerialnych wartości dopuszczalne na tego typu terenach są niższe niż w strefach mieszkalnych. Choć przekroczeń było niewiele, bo tylko w 4 miesiącach okresu badawczego, należy zwrócić uwagę na wysokie natężenie hałasu w porze nocnej. W pozostałych punktach pomiarowych przekroczenia nie były aż tak drastyczne i w większości miesięcy okresu pomiarowego poziom hałasu zawierał się w dopuszczalnych normach. Syntetyczne ujęcie problemu hałasu w długim okresie pomiarowym nie

wykazało zauważalnego wzrostu natężeń hałasu względem miesięcznej sumy przeprowadzanych operacji lotniczych. Główną częścią analityczną niniejszego opracowania stanowiły pomiary równoważnego poziomu dźwięku w porze dnia i nocy z poszczególnych dni okresu czerwiec 2009 r. – czerwiec 2010 r. Korzystając z tych samych danych wykazano jak natężenie ruchu lotniczego mogło wpływać na przestrzenny układ stref hałasowych w odniesieniu do warunków wiatrowych w poszczególnych miesiącach roku.

Dokonując podziału na klasy hałasu prześledzono zarejestrowane przeloty nad wybranymi punktami pomiarowymi, uwzględniając rodzaj wykonywanych operacji i wykorzystywaną w danym momencie drogę startową. Zgodnie ze stosowanymi zasadami doboru pasa aktywnego uwzględniającymi dominujący kierunek wiatru wykazano, że największe obciążenie hałasem obejmowało tereny stacji „Załuski” (hałasem przekraczającym 75 dB) oraz „Mysiadło” (hałasem zawierającym się w przedziale 70-75 dB). W zależności od panujących sezonowo kierunków wiatru zmieniał się zasięg stref podwyższonego hałasu: w okresie późnojesiennym oraz zimowym hałas stawał się najbardziej uciążliwy na obszarach południowo-zachodnich, wraz z przewagą wiatru z tego kierunku. W odróżnieniu od badań dotyczących miesięcy, dobowe pomiary wykazały faktyczną zależność obciążenia akustycznego od liczby i rodzaju przeprowadzonych operacji lotniczych. Startujące maszyny, ze względu na strome wznoszenie, oddziaływały na mniejszych obszarach niż samoloty podchodzące do lądowania. Przy lądowaniu droga podejścia zazwyczaj jest długa i o małym kącie nachylenia do płaszczyzny lotniska – przez to zwiększa się również zasięg oddziaływania akustycznego, co tłumaczy charakterystyczne wydłużenie stref podwyższonego hałasu w kierunku południo-wschodnim.

Uzupełnieniem wykonanego opracowania stanowiła analiza map akustycznych okolic portu lotniczego. Prześledzono charakterystykę układu urbanistycznego terenów narażonych bezpośrednio na podwyższony hałas lotniczy, uwzględniając obowiązujące normy prawne. Sprawdzone zostało egzekwowanie zakazów panujących w obszarach ograniczonego użytkowania. Niestety, w strefach wyraźnych przekroczeń poziomów hałasu znajdowały się zarówno budynki mieszkaniowe, jak i objęte szczególną ochroną tereny szkolne, przedszkolne oraz służby zdrowia.

Opracowanie map akustycznych pozwoliło wykazać, że najbardziej narażeni na hałas lotniczy są mieszkańcy dzielnicy Ursus oraz gminy Piaseczno. Wyniki przeprowadzonych wcześniej analiz na podstawie map akustycznych wykazały, że największa uciążliwość hałasu występuje w porze nocnej, kiedy pomimo mniejszego natężenia ruchu lotniczego nadal są przekraczane dopuszczalne normy. Ochrona przed hałasem obszarów okołolotniskowych jest wyraźnie utrudniona przez niedostatecznie sprecyzowane przepisy budowlane i nieuzasadnione wydawanie pozwoleń na wznoszenie budynków mieszkalnych na obszarach, gdzie hałas przekracza poziomy normatywny.

Żeby potwierdzić reprezentatywność wykonanego opracowania konieczne są dalsze badania. Ciągła analiza równoważnego poziomu dźwięku w porze dnia i nocy w odniesieniu do jednej doby z uwzględnieniem warunków wiatrowych pomoże wykazać kierunek zmian przestrzennych stref podwyższonego hałasu. Ponadto próba scharakteryzowania zmian urbanistycznych okolicznych terenów z uwzględnieniem rozwoju lotniska pomogłaby wskazać przypuszczalne błędy planistyczne oraz pozwoliłaby na przedstawienie prognozy zaludnienia terenów zagrożonych względem rozrastających się stref podwyższonego hałasu.

Pomimo wszelkich starań zarządzającego portem, walka z hałasem lotniczym jest bardzo żmudnym procesem, wymagającym nie tylko zmian na samym lotnisku, ale

również konsekwentności planistów w wytyczaniu obszarów pod budowę mieszkaniową wokół Okęcia. Stały monitoring hałasu okolicznych obszarów pozwala na śledzenie ciągłych zmian w klimacie akustycznym, co znacząco ułatwia podejmowanie działań zapobiegawczych. Być może konieczne będą zmiany prawne, umożliwiające dalszy rozrost lotniska, bądź jego odciążenie przez inne porty (stąd wielkie nadzieje w nowobudowanym lotnisku Warszawa-Modlin). Bez względu na realizowany scenariusz, hałas lotniczy nadal stanowi uciążliwy problem dla mieszkańców okolic Portu Lotniczego im. Fryderyka Chopina w Warszawie.

Ocena klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej w innych miastach Polski (Radom, Dęblin, Olsztyn, Poznań, Wrocław, Krosno)

Klimat lotniska Sadków w Radomiu

W pracy **P. Parzuchowskiego (2010)** p.t. *Klimat lotniska Sadków w Radomiu* przedstawiono zjawiska meteorologiczne niekorzystnych dla pracy lotniska. Można stwierdzić, że Radom w odniesieniu do obszaru Polski charakteryzuje się występowaniem mniejszych prędkości wiatru, mniejszą częstością mgieł i opadów gradu, ale podwyższoną liczbą dni z burzą, gołoledzią i szadzią.

W miesiącach półrocza chłodnego największym utrudnieniem dla pracy lotniska były mgły, niska podstawa chmur oraz intensywne opady, zwłaszcza śniegu i mżawki. Sporadycznie występowały gołoledź, szadź i wiatr o prędkości ponad 15 m/s. Największe nasilenie wszystkich warunków atmosferycznych utrudniających funkcjonowanie lotniska w Radomiu przypadło na grudzień. Wtedy prawdopodobieństwo wystąpienia dnia z niekorzystnym zjawiskiem atmosferycznym wynosi aż 75 %. Im bliżej okresu półrocza ciepłego, tym suma częstości zjawisk niekorzystnych była mniejsza – w marcu i październiku nie przekraczała ona 50%. Okres od kwietnia do września określany jako półrocze ciepłe był bardziej korzystny pod względem warunków atmosferycznych dla lotnictwa. Wówczas największe zagrożenie stanowiły chmury burzowe z wyładowaniami atmosferycznymi i towarzyszącymi im ulewnymi opadami deszczu, a w nielicznych przypadkach także gradu. Rzadko występowały mgły (do 15% dni w marcu i kwietniu) oraz podstawa chmur nieprzekraczająca wysokości 100 metrów nad poziomem gruntu. Miesiącem półrocza ciepłego, w którym w latach 2001-2005 nad lotniskiem w Radomiu wystąpiło najwięcej niekorzystnych zjawisk atmosferycznych, był lipiec. W tym miesiącu w ciągu ponad połowy dni należało spodziewać się omawianych wyżej zjawisk ze szczególnym nasileniem burz i intensywnych opadów deszczu. Okresem o najlepszych warunkach atmosferycznych dla funkcjonowania lotniska był wrzesień, o skumulowanej częstości niekorzystnych zjawisk wynoszącej około 25%. Jedynym utrudnieniem dla pracy lotniska były sporadyczne mgły (głównie poranne), niskie wysokości podstawy chmur w bardzo rzadkich przypadkach intensywne opady i burze.

Mgły występowały najczęściej w ciągu całego roku między godziną 4 a 7, najrzadziej między 12 a 15; niska podstawa chmur najczęściej w godzinach od 6 do 8 a najrzadziej między północą a godziną 2; największe nasilenie burz występowało w godzinach popołudniowych – od 13 do 21, najmniejsze między godziną 1 a 9.

Klimat lotniska w Dęblinie

W pracy **M. Śmielak (2010)** p.t. *Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie* atmosferę traktowano jako ośrodek, w którym odbywają się operacje lotnicze. Wobec tego, każde zjawisko atmosferyczne i każdy element pogodowy wpływa na zachowanie

statku powietrznego w czasie lotu.

Warunkiem, który musi być zachowany w pierwszej kolejności przy rozpoczęciu lotu, jest wystarczająca widzialność. Lotniczym parametrem określającym minimalną wartość widzialności, przy którym dopuszczalny jest start statków powietrznych są minimalne warunki atmosferyczne (MWA). Składa się na nie wystąpienie mgły oraz wysokość podstawy chmur.

W dalszej kolejności analizuje się rodzaj zachmurzenia i związane z nim zjawiska, które mogą narazić bezpieczeństwo załogi samolotu. Zjawiska towarzyszące zachmurzeniu oddziałują na ograniczenie widzialności lub je współtworzą. Rozróżnia się zjawiska, które się prognozuje – opady, burze – oraz te, których wystąpienie jest jedynie prawdopodobne na różnych wysokościach – turbulencje, oblodzenie, uskok wiatru. Ważnym elementem meteorologicznym, zwłaszcza w lotach na małych wysokościach jest wiatr. Intensywność i zmienność siły (prędkości) wiatru stwarza ryzyko zbieżności z obranego kursu, a sam kierunek wiatru może w poważny sposób zakłócić procedury startu i lądowania.

Na podstawie pomiarów i obserwacji prowadzonych na lotnisku w Dęblinie, wyodrębniono miesiące, w których działalność lotnicza narażona jest na szczególnie uciążliwe warunki meteorologiczne:

MWA – IX, St – XII, Cb – VII, bardzo gęsta mgła – I, liczba dni z mgłą – IX, liczba dni z opadem marznącym – XII, liczba dni z burzą – VII, wiatr boczny – IX, prędkość porywu – I.

Najwięcej ograniczeń ruchu lotniczego, powodowanych maksymalnym natężeniem różnych zjawiska jest grudzień. Zwiększa się częstość występowania niskich chmur warstwowych, suma dni z opadem marznącym oraz odsetek obserwacji z wiatrem bocznym, z kierunku południowego- południowo-wschodniego. Drugim miesiącem, co do ilości intensywnych utrudnień w lotach, okazał się lipiec. W lipcu dominuje działalność burzowa.

Na równym poziomie niebezpieczeństwa działań lotniczych, występuje styczeń i wrzesień. W styczniu zagrożenie wynika głównie z największej sumy dni z mgłą bardzo gęstą i częstych porywów wiatru o dużej prędkości. Przełom lata i jesieni – wrzesień – to miesiąc z największą liczbą dni z mgłą oraz najwyższym odsetkiem wiatru bocznego z kierunku północnego – północno-wschodniego.

Klimat lotniska Dajtki w Olsztynie

W pracy **A. Mrozek (2003)** p.t. *Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki* przedstawiono zjawiska (wiatr, mgła, burze, śnieżyce, szron, opady silne) niebezpieczne dla samolotu odbywającego lot, czy wykonującego manewr startu lub lądowania. Każde z nich jest niebezpieczne w innym stopniu oraz w różnych porach dnia i roku. Jednak najgroźniejsze są wówczas, gdy się skumulują w tym samym czasie. Dlatego w pracy zbadano ich występowanie w poszczególnych miesiącach i porach dnia i określono, które z nich są najmniej sprzyjające wykonywaniu lotów. Stwierdzono, iż mniej sprzyjające jest półrocze chłodne.

Występuje w nim więcej zjawisk niebezpiecznych, pojawiają się z wyższą częstością i w ciągu całego dnia. Styczeń jest niesprzyjającym miesiącem w wykonywaniu zadań lotniczych. W nocy (od 20 do 5 rano) pojawiają się śnieżyce i szron. Przez pozostałą część doby poza tymi zjawiskami występuje także mgła. W tym miesiącu niekorzystne są także warunki wiatrowe. W lutym warunki są lepsze. Mgła, szron i śnieżyce najczęściej pojawiają się rano, od 5 do 10. W nocy występują szron i śnieżyce, natomiast w ciągu dnia zdarzają się tylko śnieżyce. Warunki wiatrowe są, nieco lepsze niż

w poprzednim miesiącu. Marzec jest jednym z najniekorzystniejszych miesięcy. W nocy występują mgły, szron i silne opady, rano poza tymi zjawiskami zdarzają się też śnieżyce. Między 10 a 20 najczęściej pojawiają się opady silne i śnieżyce. Październik jest najkorzystniejszym dla lotnictwa miesiącem w półroczu chłodnym. Warunki wiatrowe są jednymi z najlepszych w roku. Godziny od 10 do 20 są wolne od wszystkich mogących stworzyć niebezpieczeństwo zjawisk. Tylko w nocy i do 10 rano pojawiają się mgły i szron. W listopadzie, w nocy i rano, czyli od 20 do 10, występuje mgła i szron. W godzinach południowych, między 10 a 15 zdarzają się mgły, natomiast po południu, od 15 do 20 poza mgłami zdarzają się też śnieżyce. Grudzień jest mało sprzyjającym miesiącem. Warunki wiatrowe są, w nim dość niekorzystne. W godzinach nocnych i porannych występują, śnieżyce i szron. Natomiast w dzień, od 10 do 15 pojawiają się śnieżyce i mgły. Po godzinie 15 śnieżyce zanikają i występują tylko mgły.

W półroczu ciepłym warunki do wykonywania lotów są korzystniejsze. Nie ma w nim śnieżyc, szron zdarza się rzadziej, natomiast pojawiają się burze. Jednakże w prawie każdym miesiącu są godziny wolne od niebezpiecznych zjawisk oraz warunki wiatrowe są znacznie korzystniejsze (poza majem). Kwiecień charakteryzuje się występowaniem mgieł i szronu w godzinach nocnych i porannych (od 20 do 10). Około południa, od 10 do 15 zdarzają się opady silne. Natomiast między 15 a 20 burze. Maj jest miesiącem o najniekorzystniejszych warunkach wiatrowych. Aż jedna czwarta wiatrów umiarkowanych i silnych wieje z kierunków prostopadłych do pasa startowego. W godzinach nocnych pas startowy pokrywa szron. Rano, od 5 do 10, również występuje szron a także mgły. Natomiast godziny między 10 a 15 są, wolne od niesprzyjających zjawisk. Po południu pojawiają się burze i opady silne. W czerwcu warunki wiatrowe są zdecydowanie lepsze. W godzinach nocnych i popołudniowych zdarzają się burze. Natomiast rano, między 5 a 10, występują mgły. Lipiec charakteryzuje się wolnymi od niebezpiecznych zjawisk godzinami nocnymi (20-5) i południowymi (10-15). Rano zdarzają się mgły, natomiast po południu burze. Sierpień jest miesiącem o najlepszych warunkach wiatrowych. Dodatkowo pora nocna (20 - 5) i południowa (10 – 15) odznacza się brakiem jakichkolwiek groźnych zjawisk. Rano (5-10) występują mgły, a po południu (15-20) zdarzają się burze i silne opady. We wrześniu od godziny 10 do 20 panują bardzo dobre warunki do latania. Nie występują żadne niekorzystne zjawiska, a warunki wiatrowe też są dobre. Natomiast w nocy występują mgły i burze, a rano mgły i pojawia się szron.

W lotnictwie najważniejszą informacją, mającą największy wpływ na decyzję o locie jest aktualna prognoza meteorologiczna. Jednakże zawarte w pracy charakterystyki elementów meteorologicznych dają ogólne pojęcie o tendencjach zmian zjawisk zachodzących na lotnisku Olsztyn-Dajtki, które mogą wpłynąć na bezpieczeństwo wykonywanych zadań lotniczych.

Tabela 1. Szkic przebiegu zjawisk w miesiącach i w porach dnia w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn Dajtki (1 – mgła, 2 – burze, 3 – śnieżyce, 4 – szron, 5 – opad silny)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Noc (20-5)	3; 4	3; 4	4; 5	1	4	2			1; 2	1; 4	1; 4	3; 4
Rano (5-10)	1; 3; 4	1; 3; 4	3; 4; 5	1	1; 4		1	1	1; 4	1; 4	1; 4	4
Południe (10-15)	1; 3; 4	3	3; 5	5							1	1; 3
Po południu (15-20)	1; 3; 4	3	3; 5		2		2	2; 5			1; 3	1
% S; N v>5m/s	20,4	18,7	11,8	1,3	2,4	1,3	1,4	7,6	9,6	7,9	12,0	19,0

Klimat lotniska Ławicy w Poznaniu

W pracy **E. Olczak (2008)** p.t. *Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy* określono warunki meteorologiczne, które decydują o pomyślnym przebiegu operacji lotniczych oraz warunki pogodowe występujące podczas startu na trasie lotu i w miejscu lądowania statku powietrznego. Wystąpienie niesprzyjających warunków pogody w trakcie trwania lotu nie jest tak niebezpieczne jak w momencie startu czy lądowania statku powietrznego. Start i lądowanie zalicza się do najbardziej newralgicznych punktów całej operacji lotniczej. Najbardziej niepożądanymi warunkami pogody mogącymi zakłócić bądź uniemożliwić manewr startu czy lądowania są nagle zmiany kierunku i prędkości wiatru, niska podstawa chmur, ograniczenie widzialności poziomej przy braku specjalistycznego oświetlenia i urządzeń radionawigacyjnych oraz wystąpienie burzy. Rejon lotniska, w którym odbywa się początkowa i końcowa faza lotu jest więc miejscem szczególnym, które wymaga szczegółowej charakterystyki klimatu, a zwłaszcza tych elementów które mogą stanowić zagrożenie dla bezpieczeństwa ruchu lotniczego w obrębie lotniska.

W tej pracy za elementy klimatu utrudniające bądź uniemożliwiające wykonywanie manewru startu czy lądowania na lotnisku Poznań-Ławica uznano: prędkość i kierunek wiatru, występowanie zjawisk ograniczających widzialność (mgły, opadu silnego, zamieci śnieżnej, mżawki) i zjawisk szczególnie niebezpiecznych (burzy, gołoledzi i gradu).

Wystąpienie któregokolwiek z omawianych w pracy zjawisk i elementów meteorologicznych prowadzi do powstania znacznych ograniczeń w obsłudze ruchu lotniczego, stwarzając zagrożenie dla statku powietrznego będącego w trakcie lotu jak również w momencie wykonywania manewru startu bądź lądowania. Uchwycenie prawidłowości występowania, zarówno w przebiegu rocznym, jaki i dobowym, niebezpiecznych zjawisk i elementów meteorologicznych dla działalności lotniczej jest więc bardzo istotne. Dlatego w pracy podjęto próbę wydzielenia okresów, w których warunki meteorologiczne w największym stopniu utrudniają pracę poznańskiego portu lotniczego. Wydzielenia oparto na łącznej średniej liczbie dni z omawianymi zjawiskami i elementami meteorologicznymi uwzględniając ich przebieg roczny i dobowy.

Tabela 2. Średnia liczba dni z określonymi zjawiskami i elementami meteorologicznymi na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wiatr 10-15 m/s	3,9	4,8	4,8	3,9	3,4	3,5	2,8	3,9	3,3	2	3,6	3,2
Wiatr >15 m/s	0,8	0,7	0,2	0,2	0,6	-	0,5	0,2	0,3	-	0,1	0,4
Mgła	5,8	5,5	4,4	2	2,1	1,6	2,4	2,3	4,2	9,6	8,8	6,4
Opad silny	0,7	0,4	0,5	0,8	0,8	0,8	0,9	1,1	0,8	0,2	0,9	0,5
Zamieć śnieżna	0,5	0,8	0,6	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2
Mżawka	3,9	3,6	3,1	3,3	1,5	1,5	0,7	1,2	0,8	4,1	6,8	5,0
Burza	-	-	0,1	1	3,5	5,3	6,2	4,7	2,3	0,3	0,2	-
Gołoleź	1,3	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,5
Grad	-	-	-	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	-
	16,8	16,3	13,6	11,6	12,2	12,8	13,7	13,5	11,8	16,3	21	16,2

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, iż nie ma miesięcy całkowicie pozbawionych dni z niekorzystnymi warunkami pogody dla działalności lotniczej. Na podstawie zbiorczej tabeli uwzględniającej średnią liczbę dni z badanymi w pracy elementami i zjawiskami meteorologicznymi można wnioskować, iż najbardziej niekorzystny okres dla działalności lotniczej przypada na miesiące od października do lutego. Na tle wspomnianych miesięcy szczególnie wyróżnia się listopad, z największą łączną średnią liczbą dni (21) badanych elementów i zjawisk meteorologicznych. Korzystniejsze warunki pogodowe dla obsługi ruchu lotniczego obserwowane są od marca do września, najmniej dni z niebezpiecznymi warunkami atmosferycznymi dla lotnictwa obserwuje się w kwietniu (średnio 11,6) i we wrześniu (średnio 11,8). Od września do lutego największy udział w średniej liczbie dni z niekorzystnymi warunkami ma średnia liczba dni z mgłą, w marcu i w kwietniu średnia liczba dni z wiatrem silnym, a od maja do sierpnia średnia liczba dni z burzami.

Bardzo istotną częścią opracowania było wskazanie przedziałów godzinnych w ciągu doby, w których można się najczęściej spodziewać niekorzystnych atmosferycznych warunków lotu. Na podstawie zbiorczych tabel średniej liczby dni z niekorzystnymi warunkami pogody dla działalności lotniczej dokonano charakterystyki rozkładu dobowego tych warunków w poszczególnych miesiącach.

Klimat lotniska Strachowice we Wrocławiu

W pracy **A. Toloczko (2010)** p.t. *Niebezpieczne zjawiska pogodowe zagrażające funkcjonowaniu lotniska Wrocław Strachowice w latach 2006-2009* przedstawiono warunki meteorologiczne utrudniające funkcjonowanie tego lotniska.

W badanym czteroleciu mgła wystąpiła nad obszarem lotniska 233 razy, natomiast dni z mgłą było 223. Średnia roczna wyniosła 55,8 dnia z mgłą, a średnia miesięczna 4,6, jednakże to zjawisko nie jest rozłożone równomiernie w roku. Najczęściej mgły pojawiały się w okresie jesieni i na początku zimy. Maksimum częstości mgły w latach 2006-2009 przypadało na październik i było to średnio 11 dni z mgłą. Minimum wystąpiło w lipcu – średnio 1 dzień.

Analizując przebieg dobowy tego zjawiska stwierdzono, że największa częstość mgieł przypada na przedział czasowy od 21 do 0 – średnio 18,8 dni w roku. Najmniejsza liczba przypadków mgły przypadała na godziny przedpołudniowe (od 6 do 12) i wynosiła średnio 1 dzień w roku. Przebieg dobowy w ciepłej i chłodnej połowie roku różni się w pewnym stopniu. W ciepłej połowie roku, czyli od kwietnia do września, największa liczba przypadków mgły przypada na godziny nocne (0-3), natomiast od godziny 6 do 12 mgieł nie stwierdzono w ogóle. W chłodnej połowie roku, czyli od października do marca, dobowy przebieg występowania mgły kształtuje się następująco: maksimum przypada na godziny od 21 do 0, a minimum od 6 do 12. Takie różnice pomiędzy półroczem letnim i zimowym spowodowane są różnicą w długości dnia. Latem słońce wschodzi wcześniej i z tego powodu występuje takie przesunięcie, ponieważ wzrost temperatury spowodowany dotarciem większej ilości promieniowania słonecznego prowadzi do dyssypacji mgły.

Rozkład długości trwania mgieł w ciągu roku na wrocławskim lotnisku kształtuje się w następujący sposób – najczęściej występuje mgieł trwających nie dłużej niż 3 godziny (około 63% przypadków), trwających od 3 do 6 godzin stwierdzono 23%. Najmniej występuje mgieł trwających ponad 9 godzin – w ciągu roku jest to średnio 5%. Większość mgieł długotrwałych występuje w półroczu chłodnym.

Mgła najczęściej występuje, gdy panuje cisza, a gdy wieje wiatr najczęściej pojawia się w czasie występowania wiatru z kierunku wschodniego i południowo-wschodniego – odpowiednio po 14,5% i 16% przypadków. Natomiast najrzadziej występuje w czasie wiatru z kierunków północno-wschodniego i południowo-zachodniego – po około 3,5%. Jest to zapewne efektem lokalizacji lotniska w stosunku do Wrocławia. Napływ powietrza z dużego ośrodka miejskiego w znacznym stopniu zwiększa liczbę jąder kondensacji, co sprzyja powstaniu mgły.

W badanym okresie burza wystąpiła 93 razy (w ciągu 87 dni). Średnio w ciągu roku wystąpiło 21,8 dni z burzą, natomiast średnia miesięczna w okresie burzowym (od kwietnia do września) wynosiła 3,5. To zjawisko występuje głównie w półroczu ciepłym, najczęściej w lipcu i sierpniu – odpowiednio 7 i 6 dni z burzą w miesiącu. W czasie zimy zjawisko to niemal nie występuje, jednakże zdarzają się lata, w których obserwuje się jeden przypadek w miesiącach od października do marca. Jak z niej wynikało, tylko w czerwcu i lipcu można spodziewać się więcej niż jednego przypadku burzy w ciągu dnia. W ciągu doby burze występują najczęściej w godzinach popołudniowych i wieczornych (od 12 do 21). Średnio w ciągu roku w tym przedziale godzinowym występuje około 15 burz. Najrzadziej pojawiają się one w godzinach porannych (od 6 do 9) – w latach 2006-2009 wystąpił tylko jeden taki przypadek. Taki przebieg dobowy częstości burzy jest związany z dobowym przebiegiem dopływu promieniowania słonecznego.

Czas trwania burz najczęściej nie przekracza 3 godzin – jest to około 79% przypadków. Najrzadziej występują burze trwające ponad 6 godzin – jedynie 3% przypadków. Tak samo jak w przypadku mgły, burze długotrwałe najczęściej pojawiają się w miesiącach z największą ich częstością.

Najczęściej burze pojawiały się w czasie wiatru z kierunków zachodniego i północno-zachodniego (odpowiednio 23% i 20% przypadków), najrzadziej w czasie wiatru z sektora wschodniego. Na tej podstawie można przypuszczać, że występowanie burzy jest najczęściej uwarunkowane ogólną sytuacją synoptyczną w tym regionie.

Jak wynika z powyższej pracy mgła i burza stanowią dość częste zagrożenie funkcjonowania Lotniska Wrocław Strachowice i obsługa naziemna lotniska powinna być przygotowana na możliwość wystąpienia sytuacji niebezpiecznej.

Klimat lotniska w Krośnie

W pracy **J. Szmyda (2006)** p.t. *Wpływ warunków meteorologicznych na funkcjonowanie lotniska w Krośnie* wykorzystano dane pochodzące z lotniczych prognoz pogody dla rejonu Krosna. W sezonie lotniczym (IV-X) częstość kierunków wiatru na rozpatrywanym lotnisku charakteryzuje się znaczną zmiennością. Na wiosnę dominujące znaczenie mają wiatry wschodnie, latem przeważają natomiast wiatry z przeciwnego kierunku. Jesienią największy udział ma wiatr południowy. Taka sezonowa zmienność kierunków wiatru jest cechą charakterystyczną warunków meteorologicznych w Krośnie. Powoduje ona, że w różnych okresach sezonu lotniczego wykorzystywane są różne drogi startowe.

Charakterystyka warunków wiatrowych na rozpatrywanym lotnisku objęła także określenie różnicowania kierunku wiatru na 3 wysokościach (0, 400, 1000 m n.p.t. (tab. 3).

Tabela 3. Częstość (%) dni z utrudnieniami w wykonywaniu operacji lotniczych wynikającymi z wystąpienia różnego kierunku wiatru na poziomach 0, 400, 1000 m n.p.t.) nad lotniskiem w Krośnie w okresie IV-X w latach 2003-2004

	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	IV-X
%	62,5	71,4	75,0	74,2	75,0	89,5	65,0	74,3

Podczas sezonu lotniczego w Krośnie częstość dni o jednakowym kierunku przepływu mas powietrza na wszystkich rozpatrywanych poziomach jest stosunkowo niewielka (25,7%). Udział dni pozbawionych ograniczeń wynikających ze zmiennego kierunku wiatru w przekroju pionowym był największy w kwietniu (37,5%), najmniejszy zaś we wrześniu (10,5%). Maksymalne różnice w kierunku wiatru na wysokości 0, 400, 1000 m n.p.t. stwierdzono w czerwcu i lipcu.

Wśród badanych zagadnień dotyczących warunków wiatrowych lotniska w Krośnie znalazła się także prędkość wiatru. Średnia wartość rozpatrywanego parametru w sezonie lotniczym w Krośnie wyniosła 4,3 m/s. Maksimum przypadło na kwiecień (4,8 m/s) oraz czerwiec (4,7 m/s), minimum natomiast na maj (3,9 m/s). W pozostałych miesiącach rozpatrywana wartość niewiele odbiegała od średniej w okresie kwiecień-październik. Poza średnią prędkością wiatru obliczono częstość występowania wiatru w przedziałach prędkości. Największym udziałem podczas sezonu lotniczego w Krośnie charakteryzuje się wiatr o najmniejszej prędkości, poniżej 5 m/s (73,1%). Pojawianie się wiatru o prędkości co najmniej 7 m/s zaobserwowano w 4 spośród 7 rozpatrywanych miesięcy. Największa częstość wiatru o takiej prędkości przypada na czerwiec (6,3%), a w dalszej kolejności na wrzesień (5,3%). Na podstawie uzyskanych danych stwierdzono, że miesiącami, w których duża prędkość wiatru w najmniejszym stopniu utrudnia aktywność lotniczą w Krośnie, są maj oraz sierpień.

Poza warunkami wiatrowymi do zjawisk zagrażających aktywności lotniczej w Krośnie można zaliczyć mgłę. Przeprowadzone badania wykazały, że średnia liczba dni z tym zjawiskiem w ciągu sezonu lotniczego w okresie 2003-2005 w Krośnie wyniosła 36,7. Najbardziej zagrożenie z powodu występowania ograniczonej widzialności wywołanej przez mgłę było stwierdzone w kwietniu oraz czerwcu. Miesiącami, na które przypało maksimum częstości rozpatrywanego zjawiska, były lipiec i sierpień.

Kolejnym źródłem niebezpieczeństwa dla operacji lotniczych wykonywanych w Krośnie może być wystąpienie chmur o podstawie położonej na niewielkiej wysokości nad powierzchnią terenu. Podobnie jak w przypadku mgły utrudniona jest wówczas widzialność, co może mieć istotne znaczenie dla pomyślnego przebiegu lotu. W poddanych analizie miesiącach lat 2003 i 2004 częstość dni, w których wysokość podstawy chmur była niższa od dopuszczalnej wartości dla szybowców, wyniosła 6,0%, natomiast dla samolotów 4,3%. Minimum i maksimum częstości dni uniemożliwiających prowadzenie aktywności szybowcowej i samolotowej na skutek zbyt nisko położonej podstawy chmur przypada na skrajne miesiące sezonu lotniczego. Największy udział wśród chmur wywołujących rozpatrywane zagrożenie miały chmury St.

Niesprzyjającym lotnictwu zjawiskiem meteorologicznym są również burze. W Krośnie w okresie kwiecień-październik w latach 2003-2005 w wystąpiło 107 dni z burzą, co daje średnią 35,7 dni z tym zjawiskiem w każdym sezonie lotniczym. Wiosną liczba dni z rozpatrywanym zjawiskiem wykazuje tendencję wzrastającą. Największą aktywność burzową zaobserwowano w lipcu, w którym

udział dni z burzą wynosił 37,6%. Nadejście jesieni powodowało bardzo dużym spadkiem liczby dni z burzą. Październik, miesiąc kończący aktywność lotniczą nad lotniskiem będącym obiektem badań w niniejszej pracy, był całkowicie pozbawiony zagrożeń ze strony burzy.

Poza warunkami pogodowymi, których wystąpienie może spowodować utrudnienia w ruchu lotniczym, omówiono zjawiska mające korzystny wpływ na pracę rozpatrywanego lotniska. W rejonie Krosna warunki do prowadzenia aktywności szybowcowej z wykorzystaniem prądów konwekcyjnych nie są szczególnie dobre. Wynika to przede wszystkim z położenia geograficznego tego lotniska na obszarze charakteryzującym się silnie urozmaiconą rzeźbą, która ogranicza możliwość powstawania dużych, jednolitych kominów termicznych. W pobliżu Krosna występują jednak zjawiska, które sprzyjają rozwojowi szybownictwa. Są to prądy zboczowe oraz fala górską, których powstawanie jest generowane przez obecność pobliskich pasm górskich oraz pojawienie się odpowiedniej sytuacji meteorologicznej. Znaczenie procesów falowych rozwijających się w atmosferze dla szybowców startujących z lotniska w Krośnie jest podkreślone przez czas ich występowania. Rozpatrywane zjawisko najczęściej występuje jesienią, czyli w okresie spadku możliwości wykonywania lotów z wykorzystaniem konwekcji.

Położenie geograficzne lotniska będącego obiektem badań w niniejszej pracy przyczynia się do występowania specyficznych meteorologicznych warunków prowadzenia aktywności lotniczej. Można do nich zaliczyć sezonową zmienność kierunków wiatru, która powoduje wykorzystywanie różnych dróg startowych podczas następujących po sobie pór roku.

Niniejsza praca powstała przede wszystkim z myślą o zapewnieniu większego bezpieczeństwa osobom wykonującym operacje lotnicze w okolicach Krosna.

Zjawisko fali górskiej

W pracy **J. Szmyda (2008)** p.t. *Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich* przyjęto kryterium stwierdzenia wystąpienia „dni falowych” na podstawie danych lotniczych. Podjęcie takiej decyzji umotywowane było przede wszystkim przekonaniem o obecności w tych dniach fali górskiej o dużej intensywności, dzięki której możliwe było wykonanie lotów szybowcowych w wyższe warstwy troposfery. Za podstawowy materiał źródłowy uznano dokumentacje lotnicze Aeroklubu Tatrzańskiego w Nowym Targu i Aeroklubu Podkarpackiego w Krośnie.

Informacje o fali górskiej uzyskane na podstawie danych z obu ośrodków lotniczych można uznać za reprezentatywne w odniesieniu do całych Karpat Polskich. Mimo tego, że wykorzystane dane lotnicze dotyczą tylko wybranych dni oraz ściśle zależą od czynników ludzkich, uzyskane dzięki nim informacje o fali górskiej można uznać za wiarygodne. Uzasadnieniem tego może być stosunkowo duża próba statystyczna (129 dni) pochodząca z ośrodków lotniczych położonych w różnych częściach Karpat Polskich, jej dość długi zakres czasowy (1957-2000), a także gwarancja uwzględnienia przypadków fali górskiej o dużej intensywności, umożliwiającej uzyskiwanie dużych (w tym „diamentowych”) przewyższeń w trakcie lotów szybowcowych.

W pierwszej części pracy podstawowym materiałem źródłowym wykorzystanym do badań fali górskiej w Karpatach Polskich była lista 129 „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi. Głównym celem tej części opracowania było poznanie przebiegu rocznego występowania tego zjawiska oraz ustaleniu jego uwarunkowań cyrkulacyjnych.

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że fala górską w Karpatach Polskich występuje przeważnie w półroczu chłodnym, w szczególności późną jesienią. Dane z Aeroklubów: Tatrzańskiego i Podkarpackiego wskazują, że do powstawania tego zjawiska najczęściej dochodzi w listopadzie. Dni tego miesiąca stanowiły aż 31,8% „dni falowych” udokumentowanych przez szybowników obu wspomnianych ośrodków lotniczych (41 ze 129 dni), z tego 35 dni przypadło na pierwsze dwie dekady listopada. W przebiegu rocznym minimum częstości występowania fali górskiej w Karpatach Polskich przypada na późną wiosnę i lato.

W pracy wykazano, że występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich najbardziej sprzyja adwekcja powietrza z południa, w dalszej kolejności zaś z południo-zachodu. Pierwsze z wymienionych warunków cyrkulacyjnych panowały w 67, zaś drugie w 46 dniach spośród 129 „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi (odpowiednio 51,9% i 35,7% dni). Fala górską zdecydowanie rzadziej w Karpatach Polskich powstaje podczas napływu powietrza z południo-wschodu. Takie warunki cyrkulacyjne wystąpiły zaledwie w 2 dniach (1,6%) wśród rozpatrywanych „dni falowych”.

Na podstawie dostępnej dokumentacji lotniczej stwierdzono, że fala górską w Karpatach Polskich częściej powstaje w sytuacjach cyklonalnych niż antycyklonalnych. Pierwsze z wymienionych warunków cyrkulacyjnych wystąpiły w 103, zaś drugie w 26 dniach spośród 129 rozpatrywanych „dni falowych” (odpowiednio 79,8% i 20,2%).

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują, że do powstania fali górskiej w Karpatach Polskich nie jest konieczne panowanie przez wiele dni warunków cyrkulacyjnych sprzyjających temu zjawisku. Udokumentowane lotami szybowcowymi przypadki wystąpienia tego zjawiska często przypadają na jedno- lub dwudniowy okres utrzymywania się określonego typu cyrkulacji atmosferycznej.

Uzyskane wnioski na temat warunków cyrkulacyjnych sprzyjających występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich stały się punktem wyjścia do dalszych rozważań. W celu ustalenia, w których okresach roku najczęściej pojawiają się korzystne dla tego zjawiska typy cyrkulacji atmosferycznej sporządzono ich charakterystykę na podstawie danych z lat 1951-2000.

W celu bardziej precyzyjnego określenia, w których okresach roku najczęściej występują typy cyrkulacji sprzyjające powstawaniu fali górskiej w Karpatach Polskich jako jednostki podstawowe w rozważaniach przyjęto także dni. Udział dni z cyrkulacją Sc lub SWc w poszczególnych dniach roku w latach 1951-2000 wyniósł od 0 (13 przypadków) do 26% (12 lutego). Typ cyrkulacji Sc i SWc występował szczególnie często w pierwszej połowie kwietnia i pierwszej połowie listopada. W trzeciej dekadzie maja, w czerwcu, lipcu i sierpniu wspomniane typy cyrkulacji pojawiały się rzadko.

W przypadku uwzględnienia typów cyrkulacji Sa i SWa rozmieszczenie w roku potencjalnych „okresów falowych” było nieco inne. Mały udział dni z cyrkulacją antycyklonalną południową lub południowo-zachodnią w pierwszej połowie kwietnia spowodował, że okres ten nie wyróżniał się na tle roku. Często adwekcja powietrza z południa i południo-zachodu zarówno podczas sytuacji cyklonalnych, jak i antycyklonalnych w pierwszej połowie listopada sprawiła natomiast, że okres ten można uznać za najbardziej korzystną pod względem warunków cyrkulacyjnych porę roku do powstawania fali górskiej w Karpatach Polskich. Do potencjalnych „okresów falowych” można także zaliczyć większą część października, trzecią dekadę marca oraz 11-13 lutego, jednak ze względu na ich mniejszą długość oraz większe dysproporcje udziału ko-

rzystnych warunków cyrkulacyjnych w kolejnych dniach charakteryzują się one niższą rangą niż pierwsza połowa listopada. Podobnie jak we wcześniejszym przypadku na okres trzecia dekada maja – koniec sierpnia przypadła mała liczba dni, w których wystąpiła adwekcja powietrza z południa lub południo-zachodu. Najkorzystniejsze do powstania i rozwoju fali górskiej typy cyrkulacji atmosferycznej, południowy cyklonalny i południowo-zachodni cyklonalny, w latach 1951-2000 w Polsce Południowej wystąpiły łącznie w 9,0% dni. Większy udział dni z tymi warunkami cyrkulacyjnymi miało półrocze chłodne. Najwięcej dni z typem cyrkulacji Sc i SWc we wspomnianym okresie wystąpiło w listopadzie. W przypadku uwzględnienia typów Sa i SWa uzyskane wyniki dotyczące przebiegu rocznego były podobne.

Charakterystyka warunków cyrkulacyjnych sprzyjających powstawaniu fali górskiej w Karpatach Polskich objęła także zmiany częstości ich występowania. Zastosowanie równań prostych regresji pozwoliło stwierdzić, że w latach 1951-2000 liczba dni w roku z najbardziej sprzyjającą występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich cyrkulacją południową cyklonalną wykazała tendencję malejącą (-2,9 dnia/10 lat). Jeszcze większym spadkiem częstości występowania we wspomnianym wieloleciu charakteryzowały się dni z cyrkulacją południową antycyklonalną (-4,2 dnia/10 lat). W przypadku dni z adwekcją powietrza z południo-zachodu stwierdzono tendencję rosnącą (SWc: 1,4 dnia/10 lat, SWa: 1,8 dnia/10 lat). Analiza regresji liniowej przeprowadzona łącznie z uwzględnieniem wszystkich dni z cyrkulacją Sc, Sa, SWc i SWa wykazała malejącą tendencję ich częstości (-4,0 dnia/10 lat). Analogiczne badanie uwzględniające dane z półrocza chłodnego umożliwiło stwierdzenie spadku częstości występowania tych warunków cyrkulacyjnych w latach 1951-2000 (-2,3 dnia/10 lat). Informacje na temat zmian długości okresu roku z typami cyrkulacji Sc, Sa, SWc i SWa umożliwiają pośrednie stwierdzenie zmian częstości występowania fali górskiej w Karpatach Polskich w latach 1951-2000

W pracy sporządzono także charakterystykę jednostek regionalnych fali Karpat Polskich. Czynniki decydującymi o ich specyficznych własnościach są różnice w położeniu, wysokości i orientacji pasm górskich przyczyniających się do ich powstawania. Szczególny nacisk w charakterystyce położono na zagadnienia meteorologiczne o dużym znaczeniu dla lotnictwa.

W celu przedstawienia warunków meteorologicznych panujących w troposferze nad polską częścią łańcucha karpackiego podczas występowania fali górskiej w pracy zamieszczono ich charakterystykę w wybranych dniach z tym zjawiskiem (3 maja 1988 r.). Do jej sporządzenia wykorzystano m.in. dokumentację akcji lotów falowych zorganizowanej przez Aeroklub Podkarpacki 3 maja 1988 r. Aby prognozowanie wystąpienia fali górskiej w Karpatach Polskich stało się łatwiejsze, analizie poddano mapy synoptyczne Europy z tych dni. Na ich podstawie stwierdzono, że do powstawania tego zjawiska dochodzi, gdy niż baryczny znajduje się nad zachodnią częścią Europy, zaś wyż – nad wschodnią. Ważne znaczenie dla czasu występowania fali górskiej w Karpatach Polskich ma stabilność układów barycznych w Europie.

Uzyskane w pracy wyniki potwierdziły bardzo silną zależność występowania fali górskiej w Karpatach Polskich od warunków meteorologicznych. Mniejszy dopływ promieniowania słonecznego w półroczu chłodnym w porównaniu z półroczem ciepłym sprzyja utrzymywaniu się równowagi stałej w atmosferze, co stwarza korzystne warunki do powstawania i rozwoju fali górskiej w Karpatach Polskich. W związku z tym zjawisko to najczęściej występuje w okresie późna jesień – wczesna wiosna. Z racji tego, że w lecie w atmosferze często panuje równowaga chwiejna, w tej porze roku fala górska w Karpatach Polskich powstaje najrzadziej.

Odpowiednia stratyfikacja mas powietrza jest warunkiem koniecznym, ale nie wystarczającym do powstania fali górskiej. Aby doszło do wytworzenia się tego zjawiska musi również wystąpić przepływ powietrza w kierunku w przybliżeniu prostopadłym do biegu przeszkody orograficznej. Adwekcja powietrza z kierunków SW, S i SE w Karpatach Polskich najczęściej występuje w półroczu chłodnym. Typy cyrkulacji Sc, Sa, SWc i SWa szczególnie często pojawiają się w pierwszej połowie listopada, co silnie koreluje z maksimum przebiegu rocznego występowania fali górskiej ustalonego na podstawie dokumentacji lotniczej Aeroklubów: Tatrzańskiego i Podkarpackiego

Zmiany warunków pogodowych na dalekich trasach lotniczych

W pracy **K. Buczyńskiego (1990)** p.t. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* wyróżniono cztery rodzaje obciążeń organizmu ludzkiego związanych z lotami długodystansowymi. Należą do nich: obciążenia wynikające ze zmiany strefy klimatycznej, występujące przy przekraczaniu stref czasowych, dotyczące fizycznych warunków lotu oraz obciążenia natury psychicznej. Wszystkie rodzaje obciążeń mają pewien wpływ na sprawne funkcjonowanie organizmów ludzi znajdujących się na pokładzie samolotu, zarówno personelu latającego jak i pasażerów. Natomiast ich znaczenie dla tych dwóch kategorii osób nie jest jednakowe. W przypadku personelu latającego a szczególnie pilotów, każdy rodzaj obciążenia ma bezpośredni wpływ na bezpieczeństwo lotu. Jeżeli chodzi o pasażerów, to obciążenia te mogą być jedynie źródłem okresowego gorszego samopoczucia i czasowo obniżonej sprawności psychofizycznej.

Należy także zauważyć przypadek przeciwnego w odniesieniu do Warszawy przebiegu rocznego temperatury powietrza. Dotyczy to stacji Melbourne dla której maksimum temperatury przypada w zimie, a minimum w lecie. Stwierdzono również brak większego zróżnicowania w przebiegu rocznym temperatury powietrza na stacji Singapur. Maksymalne i minimalne wartości średniej temperatury powietrza w roku różnią się znacznie. Temperatury maksymalne wahają się od +34,7°C (lipiec Bagdad) do +21,4°C (lipiec Montreal). Temperatury minimalne wahają się od +26,1°C C styczeń (Singapur) do -9,5°C (Montreal). Wartości amplitudy rocznej wynoszą od 31°C (Pekin) do 1,6°C (Singapur). Zagadnienie znaku i wielkości różnicy temperatury powietrza między portem docelowym a macierzystym (Warszawa) ma olbrzymie znaczenie dla rodzaju i wielkości obciążenia organizmu ludzkiego. Wartości liczbowe wspomnianych różnic zawiera tab. 3. Na rys. 3 przedstawiono wykresy przebiegów rocznych różnic średnich temperatur miesięcznych między portem docelowym a macierzystym. Analiza wykresów prowadzi do następujących wniosków – na większości stacji (za wyjątkiem Melbourne i Montrealu) panują temperatury wyższe niż w Warszawie (różnice są dodatnie, $\Delta T > 0$). Przebieg dodatnich różnic w ciągu roku dla większości stacji nie jest jednakowy. Największe różnice temperatury między portem docelowym a Warszawą mają miejsce w chłodnej porze roku (XI-III) i sięgają aż +30,0 °C (Singapur – II).

Tak duże różnice temperatury średniej świadczą o dużym zróżnicowaniu warunków termicznych między wybranymi stacjami. Natomiast znacznie mniejsze zróżnicowanie warunków termicznych występuje latem (VI-VIII) np. +2,7°C (Los Angeles – VI). Zwraca uwagę charakterystyczny przebieg dodatnich różnic średniej miesięcznej temperatury powietrza między Bagdadem a Warszawą w ciągu roku są one względnie stałe (wahają się od +10,8 °C do +17,8 °C). Jeżeli chodzi o różnice ujemne to występują one zarówno w miesiącach zimowych XI-II (Pekin, Montreal) jak i w letnich VI-VIII

(Melbourne). Wartości tych różnic wahają się od -0.4°C (Montreal – XI) do -9.0°C (Melbourne - VII).

W pracy podjęto próbę określenia charakterystyki dwóch rodzajów obciążeń klimatycznych: stresu ciepła i stresu chłodu. W tym celu określono zmianę odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach: Warszawa - Singapur, Warszawa -Kair i Warszawa - Montreal. Badając częstość występowania w czasie roku codziennych różnic ΔNTE podzielonych w przedziały, wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. Dla tras Warszawa - Singapur Warszawa-Kair najbardziej pod tym względem niekorzystny dla organizmu okres przypada między XI a II, minimum obciążeń klimatycznych ma miejsce między VI-IX (Singapur) lub IV - X (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa -Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń notowane jest od XII do II, minimum od VI do IX. Otrzymane wyniki mogą stanowić podstawę dla planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwolą.

Wydzielono też rozdział VII pt. *Wiatry silne i bardzo silne w Polsce* dotyczący wiatrów o dużych prędkościach w Polsce, traktując je jako najbardziej niebezpieczne zjawiska pogodowe w komunikacji lotniczej.

Rozdziały VIII pt. *Zmiany okresowe i tendencje niektórych zjawisk pogodowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa* i IX pt. *Ekstremalne zjawiska atmosferyczne i ich negatywne skutki w pracach Romualda Gumuńskiego* obejmują artykuły opublikowane przez zespół pracowników Zakładu Klimatologii na temat okresowych zmian i tendencji niektórych zjawisk pogodowych w Polsce i ich niebezpiecznych skutków dla różnych dziedzin gospodarki narodowej.

Ponadto, w oryginalnym rozdziale X pt. *Weryfikacja prognoz okresowych zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1980-2100* oceniono sprawdzalność prognoz opadów atmosferycznych (według interferencji cykli) na przykładzie Warszawy i Wrocławia

W *Zakończeniu* (rozd. XI) przedstawiono najważniejsze wyniki badań, dotyczących oceny klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej w miastach reprezentujących różne regiony geograficzne Polski.

3.30. Klimat północno- wschodniej Polski według podziału fizycz- nogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego

Tom XXX. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 450.

Tom XXX można uznać za syntezę dotychczasowych badań wpływu czynników geograficznych na klimat w różnych skalach przestrzennych.

Najpierw w rozdziale II przedstawiono najważniejsze wyniki badań z opublikowanego w 1986 roku t. IV Atlasu pt. *Klimat Północno-wschodniej Polski* (Opracowania Zespołowego). Zawiera on głównie opis wzorami empirycznymi poszczególnych elementów meteorologicznych i zjawisk atmosferycznych oraz faz fenologicznych roślin. W Zakończeniu wyodrębniono opis zróżnicowania klimatu w zależności od położenia geograficznego, rzeźby, pokrycia terenu i zbiorników wodnych.

Zasadniczą część pracy, oryginalną ale dotychczas archiwalną stanowi rozdział III pt. *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) północno wschodniej części Polski wg podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* poświęcony szczegółowej charakterystyce klimatu północno-wschodniej części Polski. Za podstawę zróżnicowania klimatu w makroregionach posłużyły wcześniej wykonane mapy zawarte w t. IV Atlasu. Natomiast zróżnicowanie mezoregionalne udokumentowano głównie wynikami pomiarów meteorologicznych zestawionymi w tabelę ze stacji przypisanych tym mezoregionom.

Rozdziały II i III opracowano korzystając z wyników obserwacji prowadzonych na stacjach meteorologicznych w 15-letnim okresie (1951-1965). Jest to okres najbardziej reprezentatywny ze względu na jednorodność ciągów obserwacyjnych. Jednolite pomiary na odpowiednio zagęszczonej sieci stacji meteorologicznych w Polsce rozpoczęto w zasadzie w 1951 r. Od 1966 roku nastąpiła zmiana terminów obserwacji na stacjach synoptycznych, a w 1971 – na stacjach klimatologicznych. Dlatego też w opracowaniu przyjęto przedział czasu 1951-1965 jako okres podstawowy.

W rozdziale IV pt. *Postęp badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski na przykładzie Niziny Mazowieckiej (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)* przedstawiono najważniejsze wyniki badań klimatu Warszawy i okolic w ostatnich latach (początek XXI wieku) w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku. Ponadto Atlasy zawierają wyniki badań prowadzonych przez pracowników i studentów Zakładu Klimatologii w różnych skalach przestrzennych i czasowych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

W rozdziale V pt. *Badania eksperymentalne klimatu lokalnego na przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych i bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW* wyróżniono najważniejsze opracowania syntetyczne – reprezentatywne tematy badań np. miejskiej wyspy ciepła na przykładzie Warszawy, wpływu zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Puszczy Boreckiej, wpływ zbiorników wodnych na klimat na przykładzie Jeziora Śniardwy oraz wpływ terenów bagiennych na klimat lokalny na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej.

Rozdział VI p.t. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Północno-Wschodniej Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW* uzupełnia wyini-

ki badań eksperymentalnych przeprowadzonych najwcześniej na Pojezierzu Litewskim i Mazurskim oraz na Nizinie Północnomazowieckiej i Północnopodlaskiej. Główny akcent położono na badania wpływu rzeźby i pokrycia terenu oraz jezior i bagien na klimat lokalny. Badania przeprowadzono w ramach kursowych ćwiczeń terenowych i zbierania materiałów do prac magisterskich.

Rozdział VII pt. *Ocena klimatu północno wschodniej części Polski na potrzeby człowieka* informuje, że nie pominięto też działów klimatologii stosowanej, czyli oceny warunków odczuwalnych w zależności od pory roku i pory dnia oraz warunków pogodowych. Podano też przykłady oceny warunków pogodowych dla potrzeb rolnictwa oraz sportu i turystyki.

Rozdział VIII pt. *Ogólna charakterystyka badań północno wschodniej części Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW w latach 1952-2010 (przykłady)* obejmuje wykaz ważniejszych prac magisterskich dotyczących zróżnicowania klimatu północno-wschodniej części Polski w skali makroregionalnej i mezoregionalnej na przykładzie jednostek administracyjnych, geograficznych i większych miast.

Rozdziały IX. pt. *Ocena klimatu na potrzeby różnych dziedzin gospodarki narodowej* obejmuje tytuły prac magisterskich opublikowanych i archiwalnych w zakresie następujących problemów: bioklimat miast północno-wschodniej Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i uzdrowisk w strefie podmiejskiej, stan aerosanitarny Warszawy i innych miast NE Polski, oceny klimatu na potrzeby rolnictwa, budownictwa, sportu i turystyki oraz lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski.

Rozdział X. pt. *Próba oceny kierunków rozwoju gospodarczego niektórych makroregionów i mezoregionów geograficznych Polski* znajduje się w końcowych rozdziałach prac dyplomowych dotyczących klimatu województw wg podziału administracyjnego z 1975 r. Na przykład J. Wikieł-Wawer (1977) w pracy pt. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* dokonuje oceny klimatu badanych mezoregionów na potrzeby rolnictwa, ogrodnictwa, turystyki i wypoczynku.

W *Zakończeniu* (rozdz. XI) wyeksponowano opis zróżnicowania klimatu północno-wschodniej Polski w zależności od położenia geograficznego, rzeźby i pokrycia terenu oraz zbiorników wodnych. Ponadto przedstawiono charakterystykę klimatu najchłodniejszych mezoregionów Pojezierza Litewskiego i najcieplejszych mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej. Zwrócono też uwagę na wyróżniające się cechy klimatu lokalnego w badanych jednostkach fizycznogeograficznych.

Opracowanie warunków odczucia ciepła i charakterystyk dotyczących bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, pozwoliło na wyróżnienie dwóch grup stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką.

Druga grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski Północno-Wschodniej: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

SPIS TREŚCI (30)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI W ATLASIE WSPÓŁZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (T. IV, 1986) – Opracowanie Zespołowe	9
2.1.	Przedmowa Prof. Jerzego Kondrackiego	9
2.2.	Materiały źródłowe i metody opracowania	10
2.3.	Rozkład geograficzny zmiennych meteorologicznych (izarytmy i równania regresji)	15
2.4.	Wpływ czynników geograficznych na klimat północno-wschodniej części Polski w różnych skalach przestrzennych – Zakończenie	32
2.5.	Summary	40
III.	KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI WEDŁUG MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH J. KONDRACKIEGO I J. OSTROWSKIEGO Z UWZGLĘDNIENIEM BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO	43
3.1.	Klimat mezoregionów Pojezierza Litewskiego (832.2)	48
3.2.	Klimat mezoregionów Pojezierza Mazurskiego (832.1)	59
3.3.	Klimat mezoregionów Niziny Staropruskiej (831.1)	74
3.4.	Klimat mezoregionu Pojezierza Ławskiego (314.53)	78
3.5.	Klimat mezoregionów Pradoliny Toruńsko-Eberswalskiej (315.2)	83
3.6.	Klimat mezoregionów Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego (315.3)	96
3.7.	Klimat mezoregionów Niziny Północnomazowieckiej (319.6)	101
3.8.	Klimat mezoregionów Niziny Południopodlaskiej (833.1)	114
3.9.	Klimat mezoregionów Niziny Południowopodlaskiej (318.9)	126
3.10.	Klimat mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej (319.7)	133
IV.	POSTĘP BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI NA PRZYKŁADZIE NIZINY MAZOWIECKIEJ (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)	154
4.1.	Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007	154
4.2.	Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie	157
4.3.	Klimat Warszawy i innych miast Polski. Studia porównawcze	160
4.4.	Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej	162
4.5.	Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku.	165
4.6.	Z badań klimatu Mazowsza z uwzględnieniem większych miast	168
4.7.	Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski	172
4.8.	Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski	175
V.	WYNIKI BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO NA PRZYKŁADZIE TERENÓW MIEJSKICH, LEŚNYCH, JEZIORNYCH I BAGIENNYCH W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW	180
5.1.	Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie – Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Katarzyna Grabowska	180
5.2.	Ocena klimatu lokalnego do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białotęce Dworskiej w Warszawie – Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz, Ewa Ryczywolska, Jerzy Boryczka, Andrzej Górka	192
5.3.	Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej (autoreferat pracy doktorskiej) – Katarzyna Pietras	204
5.4.	Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów – Wincenty Okołowicz, Maria Stopa, Gabriela Przybylska, Maria Nowacka, Jerzy Boryczka, Jolanta Sitek	222
5.5.	Klimat Kotliny Biebrzanskiej – Urszula Kossowska-Cezak, Krzysztof Olszewski, Gabriela Przybylska	240
		355

VI.	Z BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO PÓŁNOCNO- WSCHODNIEJ POLSKI W ARCHIWALNYCH PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW	276
6.1.	Pojezierze Litewskie	276
6.1.1.	Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim (1980) – Jolanta OKOŃSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA- BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	276
6.1.2.	Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965 (1968) – Andrzej MALISZEWSKI (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZA)	292
6.1.3.	Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Rominckiej (2008) – Zofia ŁOZIŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃKA)	299
6.1.4.	Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy (2000) – Robert HADAM (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	309
6.2.	Pojezierze Mazurskie	320
6.2.1.	Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniar- dwy (1981) – Bohdan MIERZWIŃSKI (opiekunowie naukowci: Maria STOPA- BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	320
6.2.2.	Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykła- dzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego (1968) – Krzysztof OLSZEWSKI (opieku- nowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)	329
6.2.3.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej (2004) – Katarzyna PIETRAS (opiekun naukowy: Bożena KICIŃKA)	340
6.2.4.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki (2004) – Karolina WOLSZCZAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	351
6.2.5.	Klimat lokalny okolic Krukłanek (2004) – Anna ODALSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	362
6.3.	Nizina Północnomazowiecka	326
6.3.1.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego (2007) – Agnieszka PETELCZYC (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	326
6.3.2.	Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Na- rwiańskiego Parku Narodowego (2008) – Jan MUSIAŁ (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	384
6.4.	Nizina Północnopodlaska	398
6.4.1.	Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenu otwartego w Nad- leśnictwie Browek (Puszcza Białowieska) (2009) – Anna KUNOWSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	398
6.4.2.	Klimat lokalny Ciechanowca (2009) – Barbara OLSZEWSKA (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)	408
VII	OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY CZŁOWIEKA	421
7.1.	Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski (1977) – Alicja NOWICKA-WALCZYK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	421
7.2.	Charakterystyka bioklimatu woj. suwalskiego w ciepłej porze roku (1978) – Grażyna ROKOSZEWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	438
7.3.	Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990 (2001) – Maciej OKRASA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	449
7.4.	O cenie warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w woj. suwalskim (1979) – Władysław REMISZEWSKI (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	459
7.5.	Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa (2001) – Joanna BEREŚ (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	470
7.6.	Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie biało- stockim na przykładzie ziemniaka – Wiesława JAKIMIUK-OLSZEWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	486

VIII.	OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADAŃ PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII W LATACH 1952-2010 (PRZYKŁADY)	497
IX.	OCENA KLIMATU NA POTRZEBY RÓŻNYCH DZIEDZIN GOSPODARKI NARODOWEJ	506
X.	PRÓBA OCENY KIERUNKÓW ROZWOJU GOSPODARCZEGO NIEKTÓRYCH MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH NE POLSKI	511
XI.	ZAKOŃCZENIE	521
XII.	LITERATURA	547

Wpływ czynników geograficznych na klimat północno-wschodniej części Polski w różnych skalach przestrzennych

Klimat północno-wschodniej części Polski charakteryzuje się cechami typowymi dla całego obszaru Polski, ponieważ jest kształtowany przez charakterystyczny dla naszego kraju zespół procesów klimatotwórczych i czynników geograficznych. Jednakże ze względu na położenie geograficzne obszar ten, a szczególnie jego część północno-wschodnią, wyróżnia się pewnymi cechami znanymi. Północno-wschodnią Polskę wyodrębnia się jako obszar najchłodniejszy (poza rejonami górskimi), głównie w chłodnej porze roku. Wyróżnia ją: wydłużony okres zimy i skrócony czas trwania lata, skrócony okres wegetacyjny, najkrótszy okres bezprzymrozkowy oraz najdłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Poza tym charakteryzuje się największymi rocznymi amplitudami temperatury powietrza i skróconym czasem trwania przejściowych pór roku, zwłaszcza przedwiośnia. Inne charakterystyki klimatu, do których należą: wiatry (przeważnie słabe z kierunków W i NW – latem, a SW z wyraźnym wzrostem E – zimą), wilgotność powietrza, wysokość opadów i liczba dni z opadem, przewaga opadów letnich nad zimowymi, liczba dni pogodnych i pochmurnych, nie wyróżniają tego obszaru na tle Polski.

Wymienione specyficzne cechy warunków klimatycznych tego terenu są przejawem narastania wpływów kontynentalnych w kierunku z zachodu na wschód. To narastanie cech kontynentalizmu, typowe dla całego obszaru Polski, można również prześledzić na fragmencie objętym opracowaniem. Ogólny kierunek zmian, szczególnie cech termicznych, zachowuje układ typowy dla całej Polski. Najbardziej zaznacza się wzrost ku wschodowi rocznej amplitudy temperatury ze względu na niższe wartości temperatury powietrza w miesiącach zimowych.

Ogólny kierunek zmian temperatury (typowy również dla całej Polski): w zimie spadek równoleżnikowy – na wschód, a w lecie spadek południkowy – ku północy sprawia, że wschodnia część Pojezierza Mazurskiego jest najchłodniejszym fragmentem tego terenu, średnio o 2°C w porównaniu z najcieplejszą doliną Wisły. Potwierdzeniem są liczby dni charakterystycznych, np. dni bardzo mroźnych jest więcej o 15, mroźnych o 25, a dni z przymrozkami aż o 35 na krańcach wschodnich niż w zachodniej części omawianego terenu. Ta odmienna liczba dni charakterystycznych jest nie tylko wynikiem silniejszego wychłodzenia obszarów położonych w północno-wschodniej i wschodniej części terenu, lecz także wynikiem dłuższego zalegania mas chłodnego powietrza. Pierwsze jesienne przymrozki pojawiają się na tym terenie przeciętnie o około 40 dni wcześniej niż na zachodzie, a zanikają na wiosnę o miesiąc później. Okres bezprzymrozkowy jest więc o około 70 dni krótszy. Pokrywa śnieżna zalega na tym obszarze również o ponad miesiąc dłużej niż w dolinie Wisły. Dni ze średnią dobową temperaturą poniżej i równą 0°C, które określają porę zimową, jest o ponad 25 więcej niż w południowej i południowo-zachodniej części obszaru

i o tyle samo dni krócej trwa lato. Okres wegetacyjny na Pojezierzu Suwalskim jest przeciętnie o 15 dni krótszy niż w dolinie Wisły. Surowość warunków termicznych, nasilająca się w kierunku północno-wschodnim, warunkuje wiele zjawisk, jakie zachodzą w przyrodzie. Na podstawie map dotyczących zjawisk fenologicznych można stwierdzić, że zróżnicowanie terminów początku i końca określonych faz rozwojowych zarówno roślinności naturalnej, jak i upraw rolniczych jest ściśle związane z rozkładem temperatury i zachowuje podobne zróżnicowanie. W północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego roślinność wchodzi w poszczególne fazy rozwoju z opóźnieniem przeciętnie o 10 do 20 dni w stosunku do rejonów położonych na południu i zachodzie.

Omówione cechy klimatu północno-wschodniej części Polski (ostrość zim, większe roczne amplitudy temperatury, zmniejszająca się w kierunku wschodnim zawartość pary wodnej w powietrzu, jak również wyraźna przewaga opadów letnich nad zimowymi) są skutkiem wpływów kontynentalnych. Spowodowane jest to przede wszystkim położeniem geograficznym znacznym oddaleniem od wpływów Oceanu Atlantyckiego, ale również i ukształtowaniem terenu, które w południowej części stwarza warunki do swobodnego wnikania morskich mas powietrza, a w rejonie pojezierzy ich napływ jest utrudniony z powodu zróżnicowania rzeźby. Świadczy o tym zestawienie średniej rocznej częstości (%) występowania typów mas powietrza w latach 1961-1970 w Warszawie i Suwałkach (Misiewicz 1975).

	Pm	Pk	A	Z
Warszawa	63,0	24,8	9,7	2,5
Suwałki	60,0	27,0	11,3	1,7

Rozkłady przestrzenne poszczególnych elementów meteorologicznych wskazują jednak, że na tle omówionych wyżej ogólnych prawidłowości, pewne fragmenty terenu wyróżniają się spośród otaczających je obszarów nasileniem lub osłabieniem, a niekiedy nawet odstępstwem tendencji niektórych cech klimatu.

Główną przyczyną zróżnicowania warunków klimatycznych tego obszaru jest oddziaływanie lokalnych czynników geograficznych, spośród których najbardziej istotny wpływ wywierają: rzeźba terenu i rodzaj powierzchni czynnych oraz obecność dużych zbiorników wodnych.

Pod względem ukształtowania obszar ten jest niezwykle ciekawy i zróżnicowany. Południową jego część stanowi Nizina Mazowiecka, na której można wyróżnić takie, istotne z klimatologicznego punktu widzenia, formy rzeźby terenu, jak: wysoczyzny, doliny rzeczne i kotliny. Północna część opisywanego obszaru to Pojezierze Mazurskie, w którego skład wchodzi ciągi wzniesień morenowych, rzadko przekraczających 300 m n.p.m., porozielenych dolinami rzecznyymi i rynami jeziornymi. Najniższym położonym fragmentem terenu jest obszar Żuław Wiślanych.

Rzeźba terenu zaznacza najsilniej swój wpływ w rozkładzie takich elementów klimatu, jak: opad, temperatura, wiatr.

Sumy opadów w rejonie Pojezierza Mazurskiego są wyraźnie wyższe w porównaniu z Niziną Mazowiecką. Większa jest też tam liczba dni z opadami, jak również liczba dni z opadami dużymi, przekraczającymi 10 mm w ciągu doby. Wyraźny związek z orografią zaznacza się też w mniejszej skali przestrzennej, w postaci wzrostu sum opadu w rejonie największych wzniesień pojeziernych, takich jak: Wzgórze Elbląskie i Szeskie, Góra Dylewska. Na Nizinie Mazowieckiej zwiększonymi opadami charakteryzują się wysoczyzny, szczególnie Ciechanowska, Białostocka (gdzie najwięcej jest też dni z deszczem), Kolneńska, Międzyrzecze Łomżyńskie oraz zachodnia część Wysoczyzny Siedleckiej.

Analizując wpływ rzeźby terenu i rodzaju na warunki termiczne można zauważyć, że najsilniej zaznacza się on w rozkładzie temperatury minimalnej. Najniższe temperatury minimalne towarzyszą podmokłej Kotlinie Biebrzy i podmokłym obszarom objętym Puszcą Kurpiowską. Jest to spowodowane wieloma przyczynami. Ze względu na fakt, że obszary te są położone niżej niż otaczające je tereny, występują tu grawitacyjne spływy chłodnego powietrza. Ponadto otwarcie doliny Biebrzy ku wschodowi sprzyja głębokiemu wnikaniu chłodniejszego powietrza ze wschodu, szczególnie w zimie, które może rozprzestrzeniać się w obniżeniach terenowych głęboko w kierunku zachodnim, aż po rejon Szczytna. Znacznym spadkiem temperatury w nocy może również sprzyjać małe zachmurzenie, jakie jest obserwowane w rejonie Szczytna i Myszyńca, oraz słabe wiatry. Układ takich warunków meteorologicznych, wraz ze zwiększoną wilgotnością powietrza, sprzyja powstawaniu mgły, która jest tu często notowana. W wyniku dużych spadków temperatury minimalnej na obszarach tych dochodzi do znacznych wahań temperatury w ciągu doby, co ilustruje rozkład dobowych amplitud temperatury.

Wysoczyzny w chłodnej porze roku zaznaczają się jako chłodniejsze. Bardziej jest to widoczne w rozkładzie temperatur maksymalnych niż w temperaturach średnich. W lecie natomiast wysoczyzny są cieplejsze (szczególnie w temperaturze minimalnej).

Kotlina Warszawska oraz dolina Wisły są obszarami najcieplejszymi. Ujawniają to trzy charakterystyki temperatury – średnia, maksymalna i minimalna.

Związek prędkości wiatru z układem rzeźby jest również wyraźny i przyczynia się do znacznego zróżnicowania zarówno średnich prędkości, jak też liczby dni z wiatrem silnym i z wiatrem bardzo silnym. Do najbardziej zacinnych obszarów należy dolina dolnej Wisły i Żuław leżące w stosunku do przeważających wiatrów z kierunku zachodniego w „cieniu” wzgórz Pojezierza Kaszubskiego. Analogicznie sytuacja występuje w dolinie Łyny, po wschodniej stronie wzgórz Warmii. Zmniejszonymi prędkościami wiatru charakteryzują się też Kotliny Toruńska i Warszawska, ale tylko w centralnej części. Północne i południowe obrzeża Kotliny Warszawskiej są silniej przewietrzane. Jest to efekt zwiększonego ruchu powietrza na południowym skraju Wysoczyzny Płockiej i północnym Wysoczyzny Rawskiej. Ogólnie ujmując, wszystkie wysoczyzny, poza Ciechanowską, charakteryzują się zwiększonymi prędkościami wiatru, a szczególnie wyróżnia się Wysoczyzna Białostocka, gdzie najwięcej jest dni z wiatrem silnym i są to dni najczęściej z wiatrem bardzo silnym.

Wpływ zbiorników wodnych na warunki klimatyczne sąsiadujących z nimi terenów zaznacza się na omawianym obszarze najsilniej w rejonie Zatoki Gdańskiej oraz, w mniejszym stopniu, w otoczeniu Wielkich Jezior Mazurskich.

Oddziaływanie wód Zatoki Gdańskiej jest widoczne w każdej charakterystyce klimatu, lecz zasięg wpływu jest wyraźnie zróżnicowany: od pewnych cech charakterystycznych jedynie dla wąskiej strefy przybrzeżnej (jak prędkość wiatru), aż do odległych wpływów zaznaczających się daleko w głębi lądu (jak zachmurzenie, które wzrasta w rejonie Pojezierza Olsztyńskiego i Mrągowskiego).

Wąski pas Mierzei Wiślanej oraz strefa brzegowa Zalewu Wiślanego wyróżnia się na tle obszaru północno-wschodniej części Polski najsilniejszymi wiatrami. Mała szorstkość podłoża nas stosunkowo spokojnymi wodami Zatoki Gdańskiej powoduje, że strefa brzegowa jest narażona na oddziaływanie najsilniejszych podmuchów wiatru, który w miarę przemieszczania się nad lądem (powierzchnią o znacznie większej szorstkości) ulega stopniowo wyciszaniu. Silniejsze wiatry obserwowane są jeszcze poza wybrzeżem na Wzgórzach Elbląskich i w zachodniej części wzgórz Warmii. W tym rejonie jest też najwięcej dni z wiatrem silnym. Jest ich aż o 60 dni więcej niż w sąsiadującej z nimi dolinie Łyny, leżącej w „cieniu” wiatrowym wzgórz Warmii.

Wyraźny jest też wpływ wód Zatoki Gdańskiej na temperaturę powietrza przyległych terenów. Charakter tego wpływu zmienia się zależnie od pór roku. Na wiosnę i w lecie, aż do lipca, jest to wpływ ochładzający, który szczególnie zaznacza się w temperaturze maksymalnej. Od sierpnia do zimy jest to oddziaływanie ocieplające, widoczne najbardziej w temperaturze minimalnej. Okres bezprzymrozkowy jest tu aż o 70 dni dłuższy niż na wschodzie. Łagodzący wpływ wód Zatoki Gdańskiej na temperatury ekstremalne powoduje, że stwierdza się w tym rejonie najmniejsze amplitudy temperatury, zarówno dobowe, jak i roczne.

Zwiększona zawartość pary wodnej w powietrzu oraz wyraźnie większe i częstsze opady we wschodniej części obszaru wokół Zatoki Gdańskiej (szczególnie Wzgórza Elbląskie i wzgórze Warmii) są również świadectwem wpływu dużych obszarów wodnych.

Wpływ kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich na otaczające tereny zaznacza się w mniejszym stopniu (przy tej skali opracowania). Najwyraźniej modyfikowane są warunki termiczne. Wpływając ocieplająco, wody jezior łagodzą temperatury minimalne. Prowadzi to również do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury. Wpływ ten najsilniej zaznacza się w okresie od września do listopada, dorównując wówczas oddziaływaniu wód Zatoki Gdańskiej.

W rejonie Zatoki Gdańskiej, jak i Wielkich Jezior Mazurskich w okresie letnim rejestruje się wyraźnie więcej dni z burzą. Kontrastowość podłoża sąsiadujących ze sobą obszarów lądowych i wodnych zwiększa chwiejność mas powietrza, przyczyniając się do intensywniejszego rozwoju zachmurzenia konwekcyjnego.

Na obszarze objętym opracowaniem wyróżnia się jeszcze jeden fragment terenu - rejon Warszawy. Zasługuje on na szczególną uwagę ze względu na to, że pewne cechy klimatu tego miejsca wywołane są nie wpływem naturalnych czynników geograficznych, lecz czynników antropogenicznych. Olbrzymi obszar zabudowany zaznacza swój wpływ w warunkach termicznych (wzrostem temperatury, szczególnie minimalnej), obniżeniem wilgotności powietrza, zwiększoną liczbą dni pochmurnych, rzadziej występującymi mgłami, a także zwiększoną liczbą dni z burzą.

Klimat najchłodniejszych mezoregionów Pojezierza Litewskiego

Pojezierze Litewskie obejmuje północno-wschodni skrawek Polski, z tym że większa jego część leży poza granicami naszego kraju. W Polsce znajduje się 5 mezoregionów: Puszcza Romincka, Pojezierze Zachodniosuwalskie, Pojezierze Północnosuwalskie, Pojezierze Sejneńskie, Równina Augustowska

Cały obszar obniża się w kierunku południowym. Część północna to morenowe obszary z okresu zlodowacenia bałtyckiego o słabym przekształceniu peryglacialnym, wyraźnych formach, zróżnicowanej rzeźbie i znacznych deniwelacjach o wysokości przekraczającej 200 m nad poziomem morza. Najwyższe wzniesienia dochodzą prawie do 300. Charakterystyczną cechą południowej części tego makroregionu są liczne jeziora oraz zabagnione obniżenia wytopiskowe.

Na uwagę zasługuje także duży stopień zalesienia z takimi kompleksami leśnymi jak: Puszcza Augustowska i Romincka z szeregiem mniejszych skupisk leśnych o drzewostanie sosnowym i świerkowym (Kondracki, 1967).

Charakterystykę klimatu Pojezierza Litewskiego oparto na 2 stacjach meteorologicznych znajdujących się w Suwałkach i Sejnach. Pierwsza z nich leży w północnej części Równiny Augustowskiej i jest reprezentatywna dla środkowej części makroregionu, druga zaś w centrum Pojezierza Sejneńskiego i jest charakterystyczna dla jego wschodniej części. Natomiast brak punktów pomiarowych na północy i na południu.

Fakt ten nie pozwala na pełną i bardziej szczegółową ocenę klimatyczną poszczególnych mezoregionów.

Analiza całokształtu warunków klimatycznych północnowschodniej części Polski wykazała, że Pojezierze Litewskie stanowi jeden z najchłodniejszych makroregionów nizinnej Polski, z uwagi na stosunkowo ostre i długie zimy. Lato jest nieco cieplejsze, nie wyrównuje to jednak surowych i dłużej trwających zim.

Stosunkowo duża odległość tego makroregionu od Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego sprawia, że dominują tu masy powietrza polarnego pochodzenia kontynentalnego lub im podobne – polarnomorskie stare. Wpływ tych mas na warunki termiczne różnicuje się w zależności od pory roku, w zimie oddziałują one ochładzająco natomiast w lecie ocieplająco. Potwierdzeniem tego są większe wahania temperatury powietrza w ciągu roku ok. 23,0°C (od -6°C w lutym do ok. 17,0°C w lipcu) niżby to wynikało z położenia geograficznego.

Większy wpływ na amplitudę roczną ma minimum aniżeli maksimum temperatury, co jest niewątpliwie cechą klimatu kontynentalnego. Uwzględniając miesiące najbardziej charakterystyczne dla pory zimowej i letniej stwierdzamy, że znacznie większe kontrasty termiczne uwidaczniają się w średnich ekstremalnych ok. 32,0°C (od T_{min} ok. -9,0 do T_{max} ok. 22,0°C) a największe w absolutnych ekstremach ok. 67,0°C (od min -32,0°C 31 I, 1 II 1956 do max 35,3°C 13 VIII 1959 – Suwałki). Dla pełniejszego zobrazowania tych niekorzystnych warunków termicznych Pojezierza Litewskiego uwzględniono dodatkowo wskaźniki uzupełniające liczbę dni przymrozkowych, mroźnych

i bardzo mroźnych oraz gorących i upalnych. Przymrozki ($T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$) na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu są tu zjawiskiem normalnym od października do maja (początek 15 X – koniec 14 V, czas trwania 212 dni – Suwałki) tak więc są tylko 3 miesiące (czerwiec, lipiec i sierpień), kiedy to w badanym makroregionie temperatura nie spada poniżej 0°C (Stopa, 1968). Dni mroźne ($T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) występują zasadniczo w 5 miesiącach półrocza chłodnego (listopad-marzec), z tym że pojawiają się już w październiku, a znikają dopiero w kwietniu.

W okresie właściwej zimy (grudzień-luty), dni mroźne są już dość częstym zjawiskiem, jednakże największa ich częstość przypada na styczeń i luty (po 17 w Suwałkach). Za okres całego sezonu zimowego najwyższa ich liczba sięga 60 (63 dni – Suwałki). Dni bardzo mroźne ($T_{min} < -10^{\circ}\text{C}$) zdarzają się średnio 30 razy (33 – Suwałki). Okres ich występowania rozpoczyna się w październiku i kończy w marcu; w październiku dni mroźne obserwuje się sporadycznie. Luty wśród pozostałych miesięcy zimowych wyróżnił się największą liczbą dni mroźnych (12 – Suwałki). Dni gorące ($T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) notowane są średnio w ciągu roku 30 razy (32 – Suwałki). Występują one od kwietnia do września włącznie, lecz największa ich częstość przypada na dwa miesiące letnie (lipiec, sierpień). Dni upalne ($T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$) występują w okresie od maja do września z maksimum w lipcu (10,2°C – Suwałki). Należy jeszcze zwrócić uwagę na czas trwania termicznych pór roku, które w tym makroregionie zdecydowanie odbiegają od pozostałych. Zima pojawia się tu najwcześniej w Polsce, bo średnio pod koniec listopada, a jej koniec przypada na trzecią dekadę marca (początek 29 XI – koniec 22 III – Suwałki). Zima trwa średnio około 110 dni (114 – Suwałki) a więc ponad 3,5 miesiąca. Początek wiosny przypada na drugą dekadę kwietnia, koniec zaś na pierwszą dekadę czerwca (początek 13 IV, koniec 6 VI – Suwałki). Wiosna trwa średnio około 2 miesięcy (57 dni – Suwałki). Lato najwcześniej pojawia się w pierwszej dekadzie czerwca, natomiast kończy się w trzeciej dekadzie sierpnia (początek 7 VI – koniec 23 VIII – Suwałki) a czas trwania wynosi 78 dni. Jesień pojawia się stosunkowo wcześniej bo już

w trzeciej dekadzie sierpnia, koniec zaś przypada na ostatnie dni października (24 VIII – 1 XI – Suwałki). Przeciętna jej długość wynosi ponad 2 miesiące (70 dni – Suwałki).

Analiza przestrzenna rozkładu wilgotności wykazała, że makroregion ten jest nieco suchszy od sąsiednich zwłaszcza w miesiącach półrocza letniego. Podobnie jak w pozostałych makroregionach miesiącem o najniższej wilgotności względnej jest maj (69% – Suwałki). Stosunkowo niskie wartości wilgotności względnej występują również w czerwcu. Z kolei miesiącem o najwyższych wartościach tego parametru jest grudzień (90% - Suwałki). Należy jednak uzupełnić, że dane dla listopada i stycznia niewiele odbiegają od wyżej wymienionych. Uzupełniającym wskaźnikiem wilgotności mającym duże znaczenie dla różnych procesów fizjologicznych jest niedosyt wilgotności powietrza. Średnie miesięczne wartości wahają się od 0,6 hPa w miesiącach zimowych do 6,5 hPa w czerwcu, co widać na przykładzie Suwałk.

Pojezierze Litewskie wyróżnia się największym zachmurzeniem w Polsce (od ok. 6,0 we wrześniu do ok. 9,0 w listopadzie). Najkorzystniejsze warunki pod tym względem panują we wrześniu i w marcu. Z miesięcy półrocza ciepłego lipiec wyróżnia się zwiększonym zachmurzeniem. Najbardziej zachmurzone niebo obserwuje się w listopadzie i grudniu. W innym aspekcie warunki zachmurzenia charakteryzują liczby dni pogodnych i pochmurnych. Średnio dni pogodnych przypada tu około 22 z minimum na przełomie jesieni i zimy. Z miesięcy wiosennych stosunkowo najkorzystniejszy jest marzec, jesiennych – wrzesień i letnich – sierpień. Średnia liczba dni pochmurnych w roku wynosi około 170. Najwięcej dni o zachmurzeniu powyżej 8 notowano zgodnie w listopadzie i grudniu. Miesiące sierpień i wrzesień wyróżniają się najmniejszą liczbą dni pochmurnych (9-10 na miesiąc).

Opad należy do elementów bardzo zmiennych zarówno w czasie jak i przestrzeni, nawet na tak małym obszarze jak Pojezierze Litewskie wykazuje dość duże zróżnicowanie i to zarówno w sumach miesięcznych, jak i rocznych. Podobnie jak w północnej części Pojezierza Mazurskiego średnie roczne sumy opadu kształtują się w granicach 600 mm (575 mm – Suwałki). Pod względem wartości opadu w poszczególnych miesiącach pierwsze miejsce zajmuje lato a w nim sierpień z sumami najwyższymi (84 mm – Suwałki). Najmniej obfituje w opady wiosna; w marcu notowane jest minimum roczne (27 mm – Suwałki). Odpowiednio do wysokości opadu kształtuje się liczba dni z opadem >1,0 mm. Najwięcej jest ich w miesiącach o największej sumie opadów (10,6 sierpień, 10,5 lipiec – Suwałki), najmniej w marcu (5,9 – Suwałki). Znacznie rzadziej notowano dni z opadem >10 mm – średnio raz na miesiąc ze zwiększoną ich częstością w okresie letnim (2 w miesiącu). Pokrywa śnieżna utrzymuje się tu bardzo długo (początek 16 XI – koniec 15 III – Suwałki) z maksimum w miesiącach styczeń, luty (26 i 25 dni). Dni z burzą jest przeciętnie 21 na rok. Zjawisko to najczęściej obserwowane jest w półroczu letnim (kwiecień-wrzesień) w liczbie 1-6 dni na miesiąc. Miesiącem najbardziej burzowym na tym terenie podobnie jak w całej Polsce jest lipiec (6 – Suwałki).

Podobnie jak w pozostałych makroregionach notowane są tu najczęściej wiatry z sektora zachodniego (W 16,4%, SW 16,3%, NW 11,8% - Suwałki) oraz południowo-wschodnie (SE 13,8%). Najmniejsza ich częstość przypada na kierunek północny (N 8,0%). Wiatry zachodnie są szczególnie często notowane w miesiącach zimowych (SW 24,9% w styczniu i 24,7% w grudniu), jesiennych (21,6% we wrześniu) i letnich (NW 20,1% w czerwcu). Udział cisz jest stosunkowo mały poniżej 10% (8,7 – Suwałki) z maksimum na przełomie lata i jesieni (11,8% w sierpniu i 11,9% we wrześniu). Niezależnie od pory roku Pojezierze Litewskie wyróżnia się dużymi prędkościami wiatru (od ok. 4,0 m/s w miesiącach letnich do 6,0 m/s w styczniu).

Odczytanie od ogólnie przedstawionej charakterystyki klimatu makroregionu – głównie na przykładzie Suwałk należy spodziewać się przede wszystkim w mezoregionach Pojezierze Północnosuwalskie, Puszcza Romincka i Równina Augustowska. Ze względu na większe wysokości względne i bardziej urozmaiconą rzeźbę terenu należy się spodziewać na Pojezierzu Północnosuwalskim niższych temperatur, większych wahań temperatury w ciągu doby, większych prędkości wiatru zwłaszcza przy kierunkach z sektora wschodniego oraz wyższych sum opadu atmosferycznego zwłaszcza z miesiącami letnich. W Puszczy Rominckiej niekorzystne warunki klimatyczne mogą być w dużym stopniu niwelowane pod wpływem lasu. Na klimat lokalny Równiny Augustowskiej duży wpływ mają zbiorniki wodne i tereny podmokłe, co uwidacznia się głównie w okresie letnim. Zasadniczymi cechami klimatu lokalnego terenów leżących w sąsiedztwie zbiorników wodnych są stosunkowo małe wahania temperatury w ciągu doby. Wpływ jezior oddziałuje w kierunku obniżenia maksimów i zawyżenia minimum temperatury w ciągu doby. Poza tym charakterystyczne może być okresowo silniejsze nawietrznie przy wiatrach od strony jeziora i większa możliwość występowania mgieł przy pogodzie bezwietrznej. Znaczny procent zalesienia tego mezoregionu to nie tylko walory krajoznawcze, ale przede wszystkim czystość powietrza i ochrona przed silniejszymi wiatrami.

Z przedstawionego opisu widać, że Pojezierze Litewskie wykazuje cechy klimatu kontynentalnego. Niekorzystne warunki termiczne utrudniają na tym terenie zwłaszcza gospodarstwo rolne, która ma lepsze perspektywy w kierunku hodowlanym.

Klimat najcieplejszych mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej

Makroregion Nizina Środkowomazowiecka zaliczany jest do podprovincji Niziny Środkowopolskiej. Otaczają go następujące makroregiony: na północy Nizina Północnomazowiecka, na wschodzie Nizina Południowopodlaska, na południu Wzniesienia Południowomazowieckie, a na zachodzie Nizina Południowowielkopolska i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka.

W skład badanego makroregionu wchodzi następujące mezoregionu: Równina Kutnowska, Równina Łowicko-Błońska, Kotlina Warszawska, Dolina Dolnego Bugu, Dolina Środkowej Wisły, Równina Warszawska, Równina Kozienicka, Równina Wołomińska i Równina Garwolińska.

Rzeźba badanego makroregionu ma charakter mało zróżnicowany. Wysokość bezwzględna tego obszaru waha się w granicach 70-200 m nad poziomem morza (przy czym większą część powierzchni stanowi nizina o wysokości poniżej 150 m n.p.m.

Z mapy hipsometrycznej wynika, że teren ten pod względem ukształtowania powierzchni stanowi kotlinę otoczoną ze wszystkich stron wzniesieniami (powyżej 200 m n.p.m.)

Obecny typ rzeźby omawiany obszar zawdzięcza procesom denudacyjnym i fluwialnym (złodowaceni plejstoceńskiemu). Formy polodowcowe zostały silnie zniszczone, tak że w krajobrazie dominują płaskie równiny denudacyjne tarasy rzeczne (lub lekko faliste równiny moreny dennej) urozmaicone wydmami piaszczystymi.

Ważnym elementem rzeźby tego makroregionu są szerokie pradoliny, a największą z nich zajmuje Bug i w jego przedłużeniu Wisła.

Gleby tego makroregionu zaliczane są do typu gleb bielcowych i pseudobielcowych. W dolinach rzecznych przeważającym typem gleb są mady. Natomiast na Równinie Łowicko-Błońskiej występują urodzajne czarne ziemie.

Sieć rzeczna badanego terenu zbiega się promienisto ku jego środkowi: od południa Wisła, od wschodu Narew i ich dopływy a od zachodu Bzura, Narew i dolna Pilica i Wkra.

Większe obszary leśne zachowały się na tym terenie głównie na piaszczystych terenach dolin i na wydmach. Największymi kompleksami leśnymi są: Puszcza Kampinowska i Puszcza Kozienicka.

Ocenę klimatu makroregionu Niziny Środkowomazowieckiej oparto na największej liczbie stacji meteorologicznych (13), z tym, że są one nierównomiernie rozmieszczone. Najwięcej punktów pomiarowych ma Równina Łowicko-Błońska (7), natomiast Równina Kutnowska, Wołomińska i Garwolińska nie posiada ich wcale. Stacjami skrajnie położonymi są: na południu Warka, na zachodzie Błonie Topola, na północy Wyszaków, a na wschodzie brak odpowiedniej.

Nizina Środkowomazowiecka należy do makroregionów uprzywilejowanych pod względem warunków termicznych w porównaniu z Niziną Północnopodlaską czy też Południowopodlaską. Średnie miesięczne wartości temperatury (od ok. $-3,0^{\circ}\text{C}$ w lutym i styczniu do ok. $18,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu) i roczne (ok. $8,0^{\circ}\text{C}$) są tu z reguły wyższe w porównaniu z północnymi i wschodnimi makroregionami lub przynajmniej nie niższe niż w makroregionach południowych i zachodnich. Potwierdzają to także średnie temperatury ekstremalne (od T_{\min} ok. $-7,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do T_{\max} ok. $23,4^{\circ}\text{C}$ w lipcu), ekstrema absolutne (od min $-28,0^{\circ}\text{C}$ do max $36,0^{\circ}\text{C}$) i inne charakterystyki pochodne.

Stosunkowo mała liczba dni mroźnych ok. 40 i bardzo mroźnych ok. 15-17, długi okres bezprzymrozkowy w odniesieniu do przymrozków na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu (ok. 150-170 oraz stosunkowo długie lato (ok. 90 i krótka zima (ok. 80)

Na szczególną uwagę zasługuje stosunkowo duża liczba dni gorących ok. 40 i upalnych ok. 5.

Odpowiednio do warunków termicznych kształtują się tu stosunki wilgotnościowe. Ogólnie biorąc występują tu jeśli nie najniższe to bardzo zaniżone wartości wilgotności względnej (średnio od ok. 70% w maju i czerwcu do ok. 90% w listopadzie, grudniu i styczniu) i najwyższe wartości niedosytu wilgotności powietrza (odpowiednio ok. 1,0 hPa do 6,0 hPa).

Pod względem zachmurzenia badany makroregion nie wykazuje istotnych różnic w porównaniu z sąsiednimi zwłaszcza w średnich rocznych (ok. 6,5), z tym, że w niektórych miesiącach zimowych wyróżnia się Równina Łowicko-Błońska jako pogodniejsza, co znajduje potwierdzenie w zwiększonej liczbie dni pogodnych i w mniejszej ilości dni pochmurnych.

Z kolei roczne sumy opadu są w tym makroregionie zdecydowanie niższe niż w pozostałych zwłaszcza w porównaniu z Niziną Południowopodlaską (średnia ok. 500 mm). Wyjątek stanowią okolice Legionowa mające najniższe sumy opadu – poniżej 450 mm (448 – Legionowo). Jest to makroregion o stosunkowo małej liczbie dni z opadem drobnym ok. 150, średnim ok. 90 i o dużym natężeniu ok. 10. Część środkowa wyróżnia się ponadto największą liczbą dni z burzami ok. 26 w roku. Pokrywa śnieżna występuje tu później niż w makroregionie Północno i Południowopodlaskim, natomiast wcześniej w stosunku do Niziny Południowowielkopolskiej; termin jej zaniku zaś przypada prawie jednocześnie jak w makroregionach wschodnich i północnych. Najwięcej dni z pokrywą śnieżną występuje w okresie właściwej zimy (styczeń, luty) a średnio w roku w liczbie 60.

Na wszystkich rozpatrywanych stacjach tego makroregionu podobnie zresztą jak w pozostałych notowane są najczęściej wiatry z sektora zachodniego a w nim z kierun-

ku zachodniego (od 19,2% – Warszawa Okęcie i Błonie Topola do 21,4% – Skierniewice) oraz południowo-zachodnie (od 12,2% – Warszawa Okęcie do 18,4% – Warszawa Bielany) oprócz Niepokalanowa (NW 16,2%). Najmniejsza zaś częstość przypada przeważnie na kierunek południowy (od 5,6% – Błonie Topola do 7,3% – Legionowo i 6,7% – Niepokalanów) i północny (od 5,6% – Skierniewice do 5,8% Warszawa Okęcie). Tylko w Brwinowie jest najmniej wiatrów północnwschodnich (4,4%). Wiatry z sektora zachodniego są szczególnie często w okresie zimy, lata i jesieni (powyżej 20%). Udział tych wiatrów zdecydowanie zmniejsza się w okresie wiosny (marzec, kwiecień 6-19%). Pod względem największej częstości występowania cisz wyróżnia się centrum makroregionu (134,1% Warszawa Bielany, 10,5% Brwinów, Warszawa Okęcie) oraz zachodnia część Niziny Łowicko-Błońskiej (10,9% – Błonie Topola). Prędkość wiatru wykazuje największą zależność od lokalizacji stacji.

Na szczególną uwagę zasługuje Kotlina Warszawska z najniższymi prędkościami (1,6 m/s Nowy Dwór) i Równina Warszawska z największymi prędkościami (4,0 m/s – Warszawa Okęcie).

W obrębie poszczególnych mezoregionów występują znaczne odchylenia wartości poszczególnych elementów meteorologicznych (temperatura, wilgotność, zachmurzenie, opad, wiatr) od przeciętnych dla całego makroregionu – spowodowane warunkami lokalnymi. Najbardziej niekorzystny klimat lokalny ma Dolina Dolnego Bugu, co widać na przykładzie stacji w Wyszku, z uwagi na niższe temperatury i na dłuższy okres przymrozkowy, wyższą wilgotność, większe sumy opadu, dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej i mniejsze prędkości wiatru.

Znacznie korzystniejsze warunki klimatyczne panują w Kotlinie Warszawskiej, co widać na przykładzie stacji w Nowym Dworze i Legionowie. Pierwsza z nich charakterystyczna jest dla terenów niżej położonych w bliższym sąsiedztwie Wisły, druga zaś wyżej o 23 m w terenie suchym.

Porównanie danych meteorologicznych tych stacji z sąsiednimi wykazało, że we wschodniej części Kotliny Warszawskiej panują warunki zbliżone do obserwowanych na Równinie Warszawskiej, natomiast w pozostałej części należy spodziewać się większej wilgotności, zachmurzenia, mniejszych prędkości wiatru, częstych mgieł, mniejszej liczby dni z burzami, wyższych opadów i większej liczby dni z opadami.

Na tę odrębność klimatu lokalnego Kotliny Warszawskiej wpływa dodatkowo kompleks leśny Puszczy kampinoskiej i sporo terenów podmokłych. Z mezoregionów położonych w dolinach rzecznych najkorzystniejsze warunki klimatyczne występują w Dolinie Środkowej Wisły.

Do obszarów o odmiennych warunkach klimatycznych należy zaliczyć Równinę Warszawską a zwłaszcza jej północną część – jako obszar najcieplejszy i najsuchszy o zwiększonym zachmurzeniu i opadach, w porównaniu z pozostałymi mezoregionami Niziny Środkowomazowieckiej. Na klimat tego mezoregionu duży wpływ wywiera aglomeracja miejska Warszawy, co widać na przykładzie 3 stacji leżących na terenie miasta: Warszawa Bielany, Obserwatorium i Okęcie. Dotychczasowe badania wykazały, że wielka Warszawa to źródło ogromnych zaburzeń w normalnym biegu elementów klimatologicznych. Miasto wytwarza swoiste cechy klimatu nie tylko w skali lokalnej, modyfikuje także cechy pierwotne klimatu właściwego dla danego obszaru i narzuca je w mniejszym lub większym stopniu nawet okolicom pozamiejskim. Warszawa oddziałuje na klimat nie tylko poprzez zabudowę ale przez wytwarzanie olbrzymiej ilości zanieczyszczeń, które wywołują zmiany w bilansie promieniowania słonecznego, hamując z jednej strony dopływ promieniowania bezpośredniego zwłaszcza krótkofalowego, a z drugiej – chroniąc przed wypromieniowaniem. Chronią przed utratą ciepła pochła-

nianego (promienie długofalowe) i zatrzymują je w warstwie powietrza stagnującego nad miastem. Te zmiany w bilansie promieniowania rzutują na reżim cieplny miasta, nieznacznie wpływając na temperatury maksymalne a wyraźnie podwyższając minimalne.

Różnie oświetlone i ogrzewane przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne fragmenty miasta wzmagają turbulencję i wywołują prądy konwekcyjne, które wynoszą pyły na większe wysokości, przyczyniając się do intensywnej kondensacji pary wodnej i wzrostu zachmurzenia nad miastem. Z kolei większe zachmurzenie daje asumpt do nieznacznie większych sum opadowych, a zwłaszcza do wzrostu intensywności opadów obfitych i wzrostu opadów drobnych.

Warszawa stanowi przeszkodę dla swobodnego przepływu powietrza, toteż silnie zmniejsza prędkość wiatru, odkształca jego kierunek, wytwarza zawirowania po stronie dowietrznej i zawietrznej, a w niektórych partiach – zastoiska powietrza – źle wentylowane.

Wobec tak wielkiej roli Warszawy w wytwarzaniu swoistych cech klimatu lokalnego Równiny Warszawskiej i mezoregionów sąsiednich wydaje się, że celowe było omówienie dość szczegółowe wpływu miasta na kształtowanie się poszczególnych elementów klimatologicznych.

Pod względem warunków termicznych do mezoregionu Równiny Warszawskiej najbardziej jest zbliżony mezoregion Równiny Łowicko-Błońskiej zwłaszcza jego wschodnia część, co widać na przykładzie Brwinowa i Niepokalanowa. Niewielkie różnice na niekorzyść zachodniej i środkowej części zaznaczają się w zimie i na wiosnę – nieco większe w lecie.

Zachmurzenie jest tu zbliżone do obserwowanego w południowej części Równiny Warszawskiej. Pod względem wysokości opadu mezoregion ten można podzielić na 3 części: zachodnią i wschodnią gdzie opad jest wyższy (powyżej 500 mm) i środkową – bardziej suchą (opad poniżej 500 mm). W mezoregionie tym notuje się stosunkowo duże prędkości wiatru, większe niż we wschodnich i południowych mezoregionach, co nie znajduje potwierdzenia w częstości występowania cisz.

Podobny rozkład wartości badanych parametrów meteorologicznych jak w zachodniej części Równiny Łowicko-Błońskiej spotkać można dodatkowo na Równinie Kutnowskiej. Wynika to z układu izarytm, gdyż na szczegółową charakterystykę klimatu tego obszaru nie pozwala brak stacji meteorologicznych. Podobna uwaga dotyczy Równiny Wołomińskiej i Garwolińskiej, z tym, że w tych mezoregionach istnieją mniej korzystne stosunki termiczne – szczególnie w zimie. Ponadto o niekorzystnych warunkach tych mezoregionów świadczy dłuższy okres przymrozkowy, znacznie więcej dni mroźnych i bardzo mroźnych, większe sumy opadu oraz dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

3.31/32. Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)

Tom XXXI-XXXII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2014, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce **pt. Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, Warszawa, ss. 421.

Podwójny Tom XXXI-XXXII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. pt. *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski* zawiera najważniejsze wyniki badań w zakresie wpływu położenia geograficznego i wysokości nad poziomem morza na klimat w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Główny akcent położono na modele empiryczne, aproksymujące pola zmiennych klimatologicznych i modele zmian czasowych klimatu. Szczególną uwagę zwrócono na cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny, tendencje wiekowe zmian klimatu i prognozy zmian klimatu w XXI wieku oraz ich sprawdzalność (weryfikację).

W rozdziale II. *Metody statystyczne wprowadzone do literatury przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego* przedstawiono teorię i przykłady konkretnego zastosowania metod aproksymacji pól zmiennych klimatologicznych (wielomianami regresji) w Polsce i Europie. Sporo miejsca poświęcono badaniom cykliczności zmiennych klimatologicznych metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki. Przykłady dotyczą nie tylko Polski i Europy, ale także globalnych zmian klimatu. Podano też promocje wyników badań przedstawione przez specjalistów w przedmowach do niektórych tomów Atlasu.

W rozdziałach III. *Modele empiryczne przestrzennych zmian klimatu Polski*, IV. *Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych w Europie*, V. *Gradientsy geograficzne pola temperatury powietrza w Europie* i VI. *Deformacja pól zmiennych meteorologicznych przez miasto* przedstawiono aspekt poznawczy wyników badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat pozwoliło na wyodrębnienie strefy oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. O przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu równoleżnikowego temperatury powietrza w ciągu roku, z ujemnego zimą na dodatni latem.

Novum w literaturze klimatologicznej stanowią mapy izogradentów np. pola temperatury powietrza (wyznaczonego na podstawie wielomianów czwartego stopnia), tj. składowych południkowej, równoleżnikowej i hipsometrycznej. Gradientsy horyzontalne na poziomie morza \vec{T} na poziomie rzeczywistym \vec{T} o składowych południkowej i równoleżnikowej (wyrażone także w $^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$) określone przez funkcje aproksymujące, tj. wielomiany regresji 4. stopnia $T=f(\varphi, \lambda, H)$ i $T=f(\varphi, \lambda)$ są wektorami – o odpowiednich kierunkach i długości (Boryczka, Stopa-Boryczka, Wawer 1984; Boryczka, Stopa-Boryczka 1986).

W praktyce najistotniejsze znaczenie mają równania hiperpłaszczyzn i wielomianów regresji, które można wykorzystać do prognozy poszczególnych zmiennych meteorolo-

gicznych – oszacowania wartości średnich, np. miesięcznych, sezonowych i rocznych, tam gdzie nigdy nie prowadzono pomiarów.

Celem rozdziałów VII. *Postęp badań przyczyn zmian klimatu Ziemi w drugiej połowie XX wieku – z zastosowaniem metody „sinusoid regresji”* J. Boryczki i VIII. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w XIX-XXI wieku* jest określenie składników deterministycznych (okresowych) czasowej zmienności klimatu Europy w XVII-XXI wieku. Jest nim też identyfikacja naturalnych przyczyn ochłodzeń i ociepleń klimatu Europy, a także prognozy temperatury powietrza (do końca XXI wieku) w 40 miastach Europy. O naturalnych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu w ostatnich dwóch stuleciach, świadczą zbliżone widma (cykle) i synchroniczne wahania zmiennych klimatologicznych (skutków) i zmiennych astronomicznych (przyczyn). W widmach oscylacji cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek, poziomu Morza Bałtyckiego są obecne tej samej długości cykle, które występują w widmach oscylacji aktywności Słońca.

Wykazano synchroniczne wahania aktywności Słońca (liczb Wolfa) i momentu mas (μ) 4 największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) względem środka Układu Słonecznego oraz wskaźnika ($-B_z$) koncentracji masy planet względem płaszczyzny ekliptyki.

Natomiast w rozdziale IX. *Wpływ aktywności Słońca (obserwowanej z Ziemi) na cykl roczny temperatury powietrza w Polsce (1951-2010)* określono cykl roczny aktywności Słońca (liczb Wolfa), związany z ruchem obiegowym Ziemi dookoła Słońca (365,25 dni) i ruchem obrotowym Słońca (25-31 dni). Wykazano synchroniczne wahania w przebiegach rocznych aktywności Słońca (jego powierzchni skierowanej ku Ziemi), wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej i temperatury powietrza w Warszawie.

W rozdziale X. *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych* dokonano identyfikacji przyczyn zmian klimatu, a kluczowe znaczenie mają synchroniczne cykle klimatyczne i dendrologiczne w Europie (cykle 8-, 11-, 100- i 180-letnie temperatury powietrza, aktywności Słońca i słojuów drzew). Najdłuższe okresy około 100- i 180-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych np. słojuów sosny *Pinus sylvestris* (Norwegia), zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych (wyspa Devon – od 110 777 lat temu). Ponadto okres 180-letni zmiennych klimatologicznych jest zbliżony do cyklu planetarnego 178,9-letniego konfiguracji planet. Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze $< -7^\circ\text{C}$, wystąpią prawdopodobnie w połowie obecnego stulecia – około roku 2050.

O poprawności zastosowanych metod świadczą pozytywne oceny sprawdzalności prognoz, opracowanych z wyprzedzeniem 30 lat (1980), na podstawie modeli prognostycznych w rozdz. XI. *Weryfikacja prognoz okresowych zmian temperatury powietrza w Warszawie (1779-2010)*.

W rozdziale XII. *Weryfikacja prognoz klimatu Półkuli Północnej na podstawie zmian orbity Ziemi*, 12.1. *Rekonstrukcja (od -1 000 000 BP) i prognoza (do 1 000 000 AD) klimatu według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ\text{N}$* obliczono sumy promieniowania słonecznego w lecie i miesiącach marzec-listopad na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$. Następnie zweryfikowano je w podrozdziałach: 12.2. *Rekonstrukcja (od -500 000 BP) i prognozy (do 500 000 AD) klimatu według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon* i 12.3. *Rekonstrukcja (od 30 000 BP) i prognoza (do 1000 AD) klimatu Europy według substancji organicznych zdeponowanych w Jeiorze Gościąg*. Ponadto (12.4 i 12.5) określono wpływ koncentracji masy planet w płaszczyźnie ekliptyki na aktywność Słońca i erupcje wulkanów – na klimat Ziemi.

W *Zakończeniu* (rozd. XIII) oceniono *Stan badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu* z uwzględnieniem, nie tylko naturalnych, lecz także i antropogenicznych przyczyn zmian klimatu Ziemi. Na przykład globalne ocieplenie przypisywane jest przeważnie działalności człowieka – antropogenicznej części efektu cieplarnianego atmosfery (wzrostowi zawartości CO₂ w atmosferze).

SPIS TREŚCI (31-32)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	METODY STATYSTYCZNE WPROWADZONE DO LITERATURY PRZEZ ZAKŁAD KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	9
2.1.	Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych równaniami wielomianów regresji względem współrzędnych położenia geograficznego φ, λ, H	9
2.2.	Badania cykliczności zmiennych klimatologicznych metodą "sinusoid regresji" J. Boryczki	27
2.3.	Promocja wyników badań przez Profesorów różnych specjalizacji	42
III.	MODELE EMPIRYCZNE PRZESTRZENNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI	47
3.1.	Dynamika rocznych zmian pól elementów klimatu w Polsce	50
3.2.	Cechy termiczne klimatu Polski zdeterminowane położeniem geograficznym	61
3.3.	Strefy oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Polsce	75
3.4.	Wpływ ukształtowania powierzchni Polski na pole temperatury powietrza – nowe mapy izoterm na poziomie rzeczywistym	80
3.5.	Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza w Polsce	83
3.6.	Aspekt po znaczy wyników badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat Polski	88
IV.	APROKSYMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W EUROPIE	107
4.1.	Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy według wielomianów regresji	107
4.2.	Gradyenty horyzontalne i hipsometryczne pól zmiennych klimatologicznych w Europie	109
4.3.	Profile południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne zmiennych klimatologicznych w Europie	112
4.4.	Cechy klimatu Polski w odniesieniu do równoleżnika $\varphi = 52^{\circ}N$	125
V.	GRADIENTY GEOGRAFICZNE POLA TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE	129
5.1.	Zmiany roczne gradientów temperatury powietrza	129
5.2.	Fale termiczne południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne w Europie (1961-990)	132
5.3.	Profile gradientów amplitudy rocznej temperatury powietrza	134
5.4.	Przestrzenny rozkład gradientów temperatury powietrza	136
5.5.	Gradyenty horyzontalne temperatury powietrza w $^{\circ}C/100km$	138
5.6.	Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza	151
5.7.	Deformacja pola temperatury powietrza przez miasta	152
5.8.	Ważniejsze wyniki badań	161
VI.	DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH PRZEZ MIASTO	173
6.1.	Wpływ położenia geograficznego na klimat miast w Europie	173
6.2.	Deformacja pola temperatury przez czynniki lokalne	174
6.3.	Zmiany dobowe i roczne miejskiej wyspy ciepła w Warszawie	175
6.4.	Zależność cyklu rocznego temperatury powietrza w Warszawie od aktywności Słońca	180
6.5.	Cykliczność i tendencje zmian miejskiej wyspy ciepła	182
6.6.	Prawdopodobieństwo występowania miejskiej wyspy ciepła	183
6.7.	Ważniejsze wyniki badań	185
VII.	POSTĘP BADAŃ PRZYCZYN ZMIAN KLIMATU ZIEMI W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU – Z ZASTOSOWANIEM METODY „SINUSOID REGRESJI” J. BORYCZKI	199
7.1.	Początki badań okresowych zmian klimatu	199
7.2.	Metoda "sinusoid regresji" J. Boryczki wykrywania okresów	201
7.3.	Identyfikacja przyczyn zmian klimatu	203
		369

7.4.	Ciepłe zimy w Europie i wzrost poziomu Morza Bałtyckiego	209
7.5.	Oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy w latach 1825-1997 (nasilające się w zimie i słabnące w lecie)	210
7.6.	Prognozy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) i zim w Warszawie w XXI wieku – interferencja cykli	212
7.7.	Dominująca rola pyłów wulkanicznych w kształtowaniu klimatu Ziemi (XVII-XXI w.)	214
7.8.	Prognozy klimatu Europy w XXI wieku – według zmian: Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), emisji pyłów wulkanicznych (DVI) i liczb Wolfa	216
VIII.	OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY W XIX-XXI WIEKU	235
8.1.	Wpływ aktywności Słońca na temperaturę powietrza w Europie	235
8.2.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na temperaturę powietrza w Europie	239
8.3.	Mroźne i łagodne zimy oraz ciepłe i chłodne lata w Europie	241
8.4.	Zmiany okresowe temperatury powietrza w Europie	242
8.5.	Tendencje zmian temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku (prognozy do roku 2100)	243
8.6.	Widma oscylacji – amplitudy i fazy cykli temperatury powietrza w Europie	248
8.7.	Prognozy temperatury powietrza w 16 miastach Europy w XXI wieku – według interferencji cykli	261
8.8.	Ważniejsze wyniki badań	272
IX.	WPŁYW AKTYWNOŚCI SŁOŃCA (OBSERWOWANEJ Z ZIEMI) NA CYKL ROCZNY TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE (1951-2010)	277
9.1.	Wpływ aktywności Słońca na wahania wielokrotne temperatury powietrza na Ziemi	278
9.2.	Cykl roczny aktywności Słońca (liczb Wolfa) według obserwacji z Ziemi	281
9.3.	Ochłodzenia i ocieplenia w Warszawie w kolejnych latach 1951-2010	284
9.4.	Cykl roczny wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1951-2010)	288
9.5.	Zależność cyklu rocznego temperatury powietrza w Warszawie od maksimów dobowych aktywności Słońca (1951-2010)	293
X.	ZMIANY CYKLICZNE KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG DANYCH DENDROLOGICZNYCH	303
10.1	Zarys badań dendroklimatycznych	303
10.2	Synchroniczność cykli klimatycznych i dendrologicznych w Europie (4, 8, 11, 100 i 180 lat temperatury powietrza, aktywności Słońca i słoju drzew)	304
10.3	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na klimat Europy	312
10.4	Prognozy zmian klimatu Europy w XXI wieku	313
10.5	Ważniejsze wyniki badań	325
XI.	WERYFIKACJA PROGNOZ OKRESOWYCH ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE (1779-2010)	329
11.1	Wpływ aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych na klimat Ziemi	330
11.2	Sprawdzalność prognoz temperatury powietrza w Warszawie – według pomiarów w latach: 1779-1979, 1779-1990 i 1779-2002	335
11.3	Prognoza miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w 2010 r. według pomiarów w latach 1951-2000	348
XII.	WERYFIKACJA PROGNOZ KLIMATU PÓŁKULI PÓŁNOCNEJ WEDŁUG ZMIAN ORBITY ZIEMI	355
12.1	Rekonstrukcja (od -1 000 000 BP) i prognoza (do 1 000 000 AD) zmian klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^{\circ}\text{N}$	355
12.2	Rekonstrukcja (od -500 000 BP) i prognozy (do 500 000 AD) klimatu według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon	361
12.3	Rekonstrukcja (od 30 000 BP) i prognoza (do 1000 AD) klimatu Europy – według substancji organicznych zdeponowanych w Jeziorze Gościąg	364
12.4	Wpływ koncentracji masy planet Układu Słonecznego na aktywność Słońca i erupcje wulkanów – na klimat Ziemi	365
12.5	Synchroniczne wahania momentu mas 4 największych planet i aktywności Słońca (liczb Wolfa)	369
XIII.	ZAKOŃCZENIE – STAN BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU ZIEMI	375
XIV.	LITERATURA	403

Stan badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Ziemi

Współczesne zmiany klimatu są jednym z ważniejszych problemów nauk przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych. Klimat jest najważniejszym elementem środowiska przyrodniczego, który determinuje życie na Ziemi.

Antropogeniczne zmiany klimatu

W ostatnich latach autorzy publikacji dotyczących zmian klimatu zwracają szczególną uwagę na negatywne skutki działalności człowieka. Zagrożeniem dla życia na naszej planecie może być zbyt duża emisja do atmosfery: dwutlenku węgla (CO_2), podtlenku azotu (N_2O), freonów (CCl_2F_2 , CCl_3F) i innych gazów – tzw. szklarniowych, wywołujących efekt cieplarniany. W konsekwencji może to doprowadzić do nadmiernego ocieplenia klimatu Ziemi. Te alarmujące opinie wynikają z postępującego ocieplenia klimatu półkuli północnej w ostatnich dwóch stuleciach, któremu przypisuje się wymienione czynniki antropogeniczne. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1990 zimy są coraz cieplejsze – o $1^\circ\text{C}/100$ lat, a w Genewie w latach 1768-1980 – o $0,5^\circ\text{C}/100$ lat. Ocenia się, że po podwojeniu koncentracji CO_2 w atmosferze pod koniec dwudziestego stulecia (w odniesieniu do stanu początkowego 280 ppm) nastąpi ogrzanie dolnej warstwy atmosfery o 0,1 do 4°C w zależności od szerokości geograficznej. Niektórzy autorzy (Flohn 1985) nie w pełni uznają te hipotezy, gdyż zawartość CO_2 w atmosferze ziemskiej jest regulowana pochłanianiem tego gazu przez wody oceanów. Wody chłodne wchłaniają więcej CO_2 niż ciepłe. W równikowej strefie Pacyfiku stężenie CO_2 wzrasta o 2,12 ppm/rok – podczas ciepłej fazy El Niño i o 0,76 ppm/rok – podczas chłodnej (Flohn 1989). Oczywiście przyrosty te ulegają zmianom z roku na rok (WMO, w 1984 r. odpowiednio 2,2 i 1,4 ppm/rok).

Globalne ocieplenie i zjawiska regionalne – niekorzystne dla mieszkańców Ziemi – są przeważnie przypisywane działalności człowieka. Przypisywane są one przede wszystkim antropogenicznej części efektu cieplarnianego atmosfery – wzrostowi zawartości dwutlenku węgla (CO_2) w atmosferze, pochodzącemu ze spalania węgla i innych paliw.

Raport IPCC (1990), prognozujący wzrost temperatury powietrza na Ziemi w roku 2030 o $1,5$ - $4,5^\circ\text{C}$, był zbyt pesymistyczny. Pojawiły się później katastrofalne prognozy o stopieniu lodów Antarktydy i Arktyki, a także lodowców wysokogórskich i zatopieniu części kontynentów przez wody oceanów. Historia klimatu Ziemi i proste obliczenia (Boryczka, 1998) wskazują, że taki proces trwałby co najmniej kilkanaście tysięcy lat.

Analogicznie, ochłodzenie klimatu w latach czterdziestych przyczyniło się do podjęcia badań nad wpływem pyłów wulkanicznych na klimat. Pojawiły się wówczas katastrofalne prognozy o całkowitym zlodowaceniu Ziemi. Prognozowano, że spadek globalnego promieniowania całkowitego o 1,5-1,6% prowadzi do nieodwracalnego zlodowacenia, postępującego od biegunów ku równikowi.

Raport IPCC (1995) jest bardziej optymistyczny, prognozowane są przyrosty antropogeniczne temperatury powietrza o 1 - $3,5^\circ\text{C}$ w roku 2100 (o połowę mniejsze), po uwzględnieniu rozproszenia promieniowania słonecznego przez areozole siarczanowe, pochodzące z emisji do atmosfery SO_2 .

Modele cyrkulacji – scenariusze $2\times\text{CO}_2$ (po podwojeniu przedindustrialnej koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze – 280 ppm) mają obecnie raczej znaczenie metodyczne. Rozwiązania numeryczne równań ruchu atmosfery, z uwzględnieniem ważniejszych sił działających na obracającej się Ziemi, stanów fizycznego i chemicznego powietrza aż

do stratosfery, są znaczącym postępem w rozwoju fizyki atmosfery.

Kolejny raport IPCC (2001) dotyczy głównie ekstremalnych (rzadko występujących) zjawisk pogodowych. Wskazuje na istotne statystycznie zmiany warunków termicznych i opadowych oraz wzrost liczby rejestrowanych katastrof naturalnych. Obecnie nie można jednak statystycznie uzasadnić schematu tzw. efektu „cieplej pogody”, ze względu na krótkie przedziały czasu danych empirycznych. Nie wiadomo, czy wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza występuje także istotna statystycznie tendencja rosnąca jej wariancji.

W publikacji Klein Tang A. MG. i in., 2002. Euroean Climate Assessment (ECA) objęto analizą serie dobowych (z lat 1901-2000) wartości temperatury powietrza: maksymalnej, minimalnej i średniej z 144 stacji w Europie oraz dobowych sum opadów atmosferycznych – z 152. Z badań tych wynika także wzrost temperatury, liczby dni ciepłych, czasu trwania okresu wegetacyjnego, a spadek dni chłodnych.

Według raportu IPCC (2007) w najbliższych latach będzie postępować ocieplenie klimatu oraz wzrost częstości ekstremalnych zjawisk pogodowych, także fal upałów. Ten wzrost liczby ekstremalnych zjawisk wynika prawdopodobnie z tendencji rosnącej temperatury powietrza na Ziemi.

Przypisywanie jednak postępującego ocieplenia tylko antropogenicznej części efektu cieplarnianego jest niepewnym, słabo uzasadnionym założeniem. Nie wiadomo bowiem, jaka część tendencji rosnącej temperatury powietrza przypada na czynniki naturalne, a jaka na antropogeniczne. Mało znane są tendencje koncentracji w atmosferze naturalnych gazów śladowych (pary wodnej, naturalnego CO₂), które powodują zasadniczą część naturalną efektu cieplarnianego – w latach przedindustrialnych +33°C (różnica między temperaturą ówczesną a planetarną).

Innym naturalnym regulatorem zawartości CO₂ w atmosferze ziemskiej jest asymilacja przez roślinność – głównie przez lasy, których jest coraz mniej (np. zmniejsza się powierzchnia równikowych lasów Amazonii).

Do negatywnych skutków działalności człowieka, oprócz wzrostu efektu cieplarnianego, należą zanieczyszczenia atmosfery. Stanowią one bezpośrednie zagrożenie dla życia na Ziemi. Na przykład dwutlenek siarki SO₂, który łącząc się z kropelkami wody (mgły) tworzy kwas siarkawy H₂SO₃, a w tkankach roślin – kwas siarkowy H₂SO₄ (kwaśne deszcze). Ponadto niektóre gazy (freony) unosząc się do atmosfery niszczą ochronną warstwę ozonową absorbującą promieniowanie ultrafioletowe, które w nadmiernej dawce jest szkodliwe dla organizmów żywych.

Wraz z rozwojem przemysłu obserwuje się tendencję rosnącą zawartości zanieczyszczeń powietrza. Pyły emitowane do atmosfery przez kominy fabryczne spełniają też pozytywną rolę, łagodząc efekt cieplarniany, wywołany przez CO₂. Absorbują one duże ilości energii słonecznej, ograniczając dopływ do powierzchni Ziemi. Zmieniają one w sposób istotny bilans promieniowania słonecznego, prowadząc z kolei do obniżenia temperatury powietrza – przeciwdziałają jej tendencji rosnącej.

Zarówno CO₂, jak też pyły przemysłowe są czynnikami antropogenicznymi, które kształtują klimat w skali globalnej, jak też regionalnej i lokalnej. Efekt cieplarniany jest lokalnie potęgowany przez tzw. miejską wyspę ciepła.

Wiadomo (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1995), że np. w Warszawie różnica temperatury powietrza między miastem i otoczeniem może sięgać ponad 10°C. Wynika to z małego albedo i akumulacji ciepła przez zabudowę.

Efekt cieplarniany systemu Ziemia – atmosfera jest znany od dawna. Na przykład para wodna, której zawartość w atmosferze ulega wahaniom, przepuszcza krótkofalowe promieniowanie Słońca, a pochłania długofalowe promieniowanie Ziemi. Natomiast

ingerencja człowieka powoduje nasilenie tego zjawiska. Jeżeli w troposferze bilans cieplny systemu Ziemia – atmosfera jest stały, to prawdopodobnie ocieplenie w przyziemnej warstwie atmosfery jest kompensowane ochłodzeniem stratosfery. Istnieją ujemne i dodatnie sprzężenia zwrotne wywołane wzrostem zawartości CO₂ w atmosferze (efektem cieplarnianym). Ze wzrostem temperatury powietrza wzrasta parowanie wód oceanów, powodując większe zachmurzenie nieba. Zachmurzenie ogranicza dopływ promieniowania słonecznego (bezpośredniego) do powierzchni Ziemi. Chmury, odbijając i rozpraszając promienie słoneczne, sterują dopływem energii cieplnej do powierzchni Ziemi. Jest to zatem główne (ujemne) sprzężenie zwrotne – przeciwdziałające efektowi cieplarnianemu).

Składnik dodatni tego sprzężenia – absorpcja promieniowania długofalowego Ziemi odgrywa drugorzędną rolę. Jest to element samoregulacji termicznej systemu Ziemia – atmosfera.

Dodatnim sprzężeniem zwrotnym jest topnienie śniegów i lodów pod wpływem wyższej temperatury – prowadzące do mniejszego albedo powierzchni Ziemi, tj. większego dopływu energii słonecznej.

Pod wpływem wyższej temperatury zmianie ulega także cyrkulacja atmosferyczna – dystrybucja energii słonecznej w atmosferze. Większe kontrasty temperatury powietrza między stref międzyzwrotnikową i polarną intensyfikują cyrkulację strefową (równoleżnikową), a także południkową.

Większa chwiejność atmosfery sprzyja intensywnej pionowej turbulencji. Cyrkulacja atmosferyczna ulega samoregulacji – zgodnie z zasadą zachowania pędu obracającego się (wokół osi ziemskiej) systemu Ziemia – atmosfera. Prędkości i kierunki wiatru są uwarunkowane powrotem systemu do stanu równowagi dynamicznej. Cyrkulacja atmosferyczna ma cechy ujemnego i dodatniego sprzężenia zwrotnego efektu cieplarnianego. Większe prędkości wiatru sprzyjają intensywnemu parowaniu z oceanów, wzrostowi zachmurzenia i spadkowi temperatury powietrza. Natomiast większy transport ciepła ku biegunom może prowadzić do topnienia śniegów i lodów – do zmniejszenia albedo w dużych szerokościach geograficznych.

Naturalne zmiany klimatu

Klimat Ziemi ulegał i ulega nadal wahaniom (ochłodzeniom i ociepleniom) – od wielu milionów lat. Milankovič (1938) cztery zlodowacenia Ziemi wyjaśnia zmianami cyklicznymi parametrów orbity Ziemi: kąta nachylenia osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki – 40 tys. lat, ekscentryczności orbity – 90 tys. lat i ruchu punktu Barana (równonocy wiosennej) – 21 tys. lat. Krzywa zmienności promieniowania słonecznego padającego na Ziemię (wypadkowa tych trzech cykli) ma 4 główne minima, odpowiadające czterem zlodowaceniom Ziemi sprzed 1 miliona lat. Hipotezę tę potwierdzają wyniki badania zawartości izotopów tlenu ¹⁶O, ¹⁸O w rdzeniach lodów Grenlandii. Stosunek ¹⁶O/¹⁸O ulega analogicznej cykliczności: 40, 100, 22 tys. lat (parowanie ciężkiego tlenu ¹⁸O jest większe przy wyższej temperaturze wody) – jak parametry orbity Ziemi.

Zmiany klimatu, uwarunkowane zmiennością parametrów orbity Ziemi, są bardzo powolne – znikome w kilkunastowym przedziale czasu i można je pominąć w prognozach klimatu na najbliższe stulecia. Istotniejsze w prognozach są wahania klimatu sprzed 10 tysięcy lat (w holocenie), stwierdzone na podstawie akumulacji substancji organicznych w osadach Jez. Wisconsin (Ameryka Pn) i w Europie (takie w Polsce – jeziora Wikaryjskie, Gościąż, Święte). Zawartość substancji organicznych w osadach jeziornych jest dodatnio skorelowana z temperaturą powietrza. W prognozach na naj-

blizsze stulecia istotne jest, czy tendencja naturalnych, wiekowych zmian temperatury powietrza jest rosnąca, czy tez malejąca. Te wahania klimatu (akumulacji substancji organicznych w osadach jezior) o okresach kilkudziesięciu, kilkuset i kilku tysięcy lat są prawdopodobnie wywołane zmiennością wypadkowych sił grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce i Ziemię (Boryczka, Wicik 1994).

Planetarne siły pływowe na Słońcu i Ziemi oraz zmiany przyspieszenia Słońca względem środka masy Układu Słonecznego kształtują prawdopodobnie aktywność Słońca i aktywność wulkaniczną na Ziemi. Są to główne czynniki naturalnych wahań klimatu.

Zmiany zachodzące na Słońcu są przenoszone na Ziemię poprzez jonosferę – cyrkulację atmosferyczną. Podczas maksymalnej aktywności Słońca (zwiększonego promieniowania krótkofalowego o długości fali 10,7 cm) obserwuje się wzrost zawartości ozonu w atmosferze, determinującego temperaturę górnych warstw powietrza. Ostatnio obserwuje się wzrost ozonu w atmosferze (Groves i inni 1978, Kożuchowski, Przybylak 1995). Prowadzi to do ogrzania warstw atmosfery w strefie międzyzwrotnikowej wzmocnienia cyrkulacji południkowej górnych warstw atmosfery (Haurwitz 1946). Cykle krótkookresowe aktywności Słońca (stanu jonosfery) warunkują zmienność ciśnienia atmosferycznego – rozwój cyklonów i antycyklonów – ich ruch w fazie załazkowej (Rakipowa 1960). Świadczą o tym też okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej, skorelowane z cyklami aktywności Słońca. Początkowo uważano, że podczas maksimum plam słonecznych (powierzchni o znacznie niższej temperaturze) stała słoneczna jest mniejsza i temperatura powietrza – niższa.

Ciągi chronologiczne liczb Wolfa i temperatury powietrza wskazują, że podczas maksimum aktywności Słońca jest cieplej niż w czasie minimum (większe są również przyrosty drewna w lasach – grubsze słoje drzew). Jest to wynikiem zależności dystrybucji ciepła na powierzchni Ziemi od aktywności Słońca.

Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej, głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów. Oczywiście stała słoneczna zależy od aktywności Słońca. Zmienia się ona w ciągu roku ze względu na różną odległość Ziemi od Słońca: styczeń (147 mln km) – 2,01 cal/cm²min, lipiec (152 mln km) – 1,94 cal/cm²min. Maksymalna wartość stałej słonecznej przypada na przedział liczb Wolfa 80-100 (Kondratiev 1965). Tendencja rosnąca aktywności Słońca od 1700 roku może powodować postępujące ocieplenie klimatu Ziemi – poprzez cyrkulację i stałą słoneczną.

Okazało się (Boryczka 1989, 1990), że istnieje istotna korelacja między liczbami Wolfa (1779-1979) i parametrami Układu Słonecznego. Największy wpływ na nie mają: wypadkowa siła grawitacji 9 planet (G) i moment bezwładności planet względem środka masy B (koncentracja masy w Układzie Słonecznym). Współczynniki korelacji r (Pearsona) równe 0,41 i -0,20 są istotne statystycznie na poziomie 0,01.

Zależność liczb Wolfa (W) i temperatury powietrza (T) w Warszawie (1779-1984) od parametrów Układu Słonecznego opisują równania hiperpłaszczyzn regresji

$$W = 102,7 + 2,835G - 8,942B - 2,842s - 1,557Z$$

$$T = 7,992 + 0,014G - 0,073B - 0,050s - 0,336Z$$

gdzie: s – odległość środka masy Układu Słonecznego od Słońca, Z – odległość środka geometrycznego US od płaszczyzny ekliptyki.

Minimum absolutne trendu czasowego temperatury powietrza w Warszawie w ostatnich dwóch stuleciach (1779-1990) przypada na minimum absolutne aktywności

Słońca (od 1700 roku) i na maksimum aktywności wulkanicznej od 1680 roku), przypada ono na najłagodniejszy cykl 13-letni (1811-1823) liczb Wolfa – lata najbardziej spokojnego Słońca. Na początku XIX wieku wystąpiły wybuchy wulkanów o największym wskaźniku zapylenia atmosfery *DVI* (Dust Veil Index, zdefiniowanym przez H.H. Lamba, 1974): Tambora – o 3000 *DVI* w 1815 r., Coseguina – o 4000 *DVI* w 1835 r.

Istotnymi dowodami (Boryczka 1993, 1995), uzasadniającymi naturalne przyczyny globalnego ocieplenia klimatu w ostatnich dwóch stuleciach, jest podobieństwo gęstych widm oscylacji (rzeczywistych cykli) zmiennych klimatologicznych (skutków) i zmiennych astronomicznych (przyczyn). W gęstych widmach oscylacji: cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek, poziomu Morza Bałtyckiego są obecne tej samej długości cykle, które występują w widmach oscylacji: aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych. Są one zbliżone do cykli parametrów Układu Słonecznego. We wszystkich widmach oscylacji dominują okresy obiegu dookoła Słońca czterech największych planet (Jowisza – 11,86 lat, Saturna – 29,46 lat, Urana – 84,02 lat, Neptuna – 164,79 lat) i okresy ich wzajemnego położenia (12,78, 13,81, 19,86, 45,36, 171,40 lat).

Siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce i Ziemię prawdopodobnie kształtują zmienność aktywności Słońca i erupcji wulkanów na Ziemi.

Spadek natężenia promieniowania słonecznego i temperatury powietrza po erupcjach wulkanów zauważono już dawniej (Wexler 1953, Sawinow za Budyką 1971, Kimball 1980). Po wybuchu wulkanu Katmai (Alaska) promieniowanie słoneczne zmniejszyło się na stacjach aktynometrycznych o 10-20%.

M. I. Budyko (1971) interpretował dwa maksima wiekowe temperatury powietrza na półkuli północnej (1881-1960) jako wynik dwóch maksimów natężenia promieniowania słonecznego, skorelowanych z długimi odstępami czasu między erupcjami wulkanów – oczyszczania się atmosfery z pyłów wulkanicznych.

Prognoza zmian klimatu Ziemi

Z modeli fizycznych (Öpik 1953, Budyko 1967, Sellers 1969) wynika, że spadek promieniowania całkowitego o 1,5-2% prowadzi do pełnego zlodowacenia Ziemi.

Na długookresowe wahania klimatu ma większy wpływ drobny pył wulkaniczny, unoszący się w górnych warstwach atmosfery przez wiele lat. Pył ten, oprócz aktywności Słońca, kształtuje zmiany stałej słonecznej. Tendencja spadkowa aktywności wulkanicznej (wydłużanie się odstępów czasu między erupcjami wulkanicznymi) może prowadzić również do wzrostu stałej słonecznej – powodować postępujące ocieplenie klimatu.

Stwierdzono też w ostatnich latach stałą tendencję spadków natężenia promieniowania słonecznego, wynikające ze wzrostu koncentracji pyłów przemysłowych w dużych miastach.

Odmienne są katastroficzne prognozy klimatu wynikające z modeli fizycznych, uwzględniających efekt cieplarniany atmosfery, wywołany tendencją wzrostową koncentracji CO₂. Na tej podstawie S. Manabe i R. T. Wetherald (1975) przewidują wzrost temperatury powietrza o 0,5°C w latach 1970-2000. Według Budyki (1971) wzrost produkcji energii cieplnej o 6 %/rok spowoduje w połowie przyszłego stulecia wzrost temperatury powietrza o 3°C w umiarkowanych szerokościach geograficznych, a za 80-100 lat stopienie lodów Arktyki.

Przewiduje się, że podwojenie zawartości CO₂ w atmosferze do 600 ppm nastąpi około 2053 r. – wg wzoru empirycznego H. Oeschgera i U. Siegenthalera (1987).

Naturalne zmiany klimatu częściowo uwzględnia model statystyczny M.K. Milesa P.B. Gillersleevesa (1977) anomalii temperatury powietrza na półkuli północnej (1870-1970):

$$T = 0,0073 \text{ CO}_2 - 0,0021 \text{ DVI} + 0,0080$$

dzie: CO_2 – koncentracja dwutlenku węgla (ppm), DVI – wskaźnik Dust Veil Index.

Z modelu wyeliminowano aktywność Słońca, jako nieistotną statystycznie, natomiast dominują w nim dwie zmienne: CO_2 (rosnąca – nie ulegająca periodyczności wielo okresowej) i wskaźnik zapylenia wulkanicznego DVI (o bardzo dużym zakresie zmienności od paru do paru tysięcy).

Interesujący jest eksperyment numeryczny Ch.D. Schönwiese (1987) wiekowych zmian temperatury powietrza na Ziemi (T) – w zależności od zmiennych: S – solarnej, V – wulkanicznej i C – antropogenicznej (gazów szklarniowych):

$$T_i = a_0 + a_1 S + a_2 V + a_3 C + \varepsilon_i$$

Wykresem równania regresji (ε_i – i-ta reszta) jest krzywa dobrze opisująca główne minima i maksima wiekowe globalnych zmian temperatury powietrza, a także jej tendencje rosnącą w latach 1851-1980. Jest to dowód (wg Schönwiese), że tendencja rosnąca temperatury powietrza wynika z efektu cieplarnianego atmosfery (C).

Jest to mało przekonujące. Włączenie do równania, oprócz aktywności Słońca i erupcji wulkanicznej, dowolnej zmiennej rosnącej (nie ulegającej periodyczności wielo okresowej) prowadzi do podobnych rezultatów.

W ten sam sposób można wykazać, że główne minima i maksima temperatury powietrza (np. w Warszawie w latach 1779-1980, Boryczka 1993), a także tendencja rosnąca zależy od parametrów Układu Słonecznego. Oto równanie hiperpłaszczyzny regresji:

$$T = 8,026 - 0,05173G - 0,03411\gamma - 0,3623Z - 0,3455z$$

gdzie: G – wypadkowa siła grawitacji planet, γ – cosinus kąta między promieniami wodzącymi środków masy i środka geometrycznego Układu Słonecznego.

Równanie to cechuje się współczynnikiem korelacji wiekowej $R = 0,382$, istotnym na poziomie ufności 99% (charakterystyka Fishera-Snedecora $F_{\text{obl}} = 8.34$).

Niektórzy autorzy (Laris) pomijają zupełnie czynniki naturalne, przypisując zmienność temperatury powietrza tylko efektowi cieplarnianemu – gazom szklarniowym. W równaniu A. Larisa występuje tylko koncentracja w atmosferze: metanu (CH_4 , podtlenku azotu (N_2O), freonów (CCl_2F_3 i CCl_3F), tlenu (O_2) i dwutlenku węgla (CO_2).

Interesujące są późniejsze modele fizyczne (1992): GFDL (Geophysical Fluid Dynamic Laboratory) – cyrkulacji atmosferycznej, GCM (General Circulation Model) i GISS (Goddard Institute for Space Studies). Na uwagę zasługują tzw. scenariusze temperatury powietrza i opadów atmosferycznych: zerowe $1 \times \text{CO}_2$ i po podwojeniu koncentracji dwutlenku węgla $2 \times \text{CO}_2$. Są to modele globalne (ogólne) dwuwymiarowe $T = f(p)$ w sensie klimatologicznym, otrzymane z bilansu cieplnego układu Ziemia – atmosfera, przy pewnych założeniach – średniego albedo, zachmurzenia itp.. Bardzo ważna jest weryfikacja modeli zerowych $1 \times \text{CO}_2$ na konkretnych obszarach Ziemi, np. w Polsce – ich rozbieżności z polami rzeczywistymi temperatury powietrza czy też opadów atmosferycznych.

W zastosowaniach scenariuszy $2 \times \text{CO}_2$ zmian klimatu – po podwojeniu koncentracji CO_2 w atmosferze, które nastąpi dopiero po upływie kilkudziesięciu lat, konieczne jest uwzględnienie składnika naturalnego trendu wiekowego temperatury powietrza czy też opadów atmosferycznych. W tak długim przedziale czasowym wahania składnika natu-

ralnego są rzędu paru °C (w Warszawie 1,2°C). Najmniej wiarygodne są więc prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wg scenariuszy 2×CO₂ podane w postaci izarytm (izoterm i izohiet), gdzie abstrahuje się od głównego składnika naturalnych zmian klimatu i ich naturalnych przyczyn (zmian aktywności Słońca, erupcji wulkanów).

Izarytmy są korelowane w zasadzie na podstawie modeli $T=f(\varphi, \lambda)$, gdzie φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna – na obszarach takich jak Polska, o zróżnicowanej wysokości n.p.m.

Najdłuższe ciągi chronologiczne temperatury powietrza na Ziemi nie wykazują tak dużych antropogenicznych przyrostów, np. w górach (Lorenc 1994). W dużych zaś nielicznych miastach wzrost temperatury powietrza w ostatnich stuleciach jest wywołany przez czynniki naturalne i antropogeniczne – głównie przyrostem zabudowy (akumulującej energię słoneczną) – tzw. miejską wyspą ciepła (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni, 1992).

Prognozowany antropogeniczny przyrost temperatury w Warszawie będzie w pierwszym 10-leciu XXI wieku bardziej zróżnicowany od obecnego. W półroczu chłodnym przyrosty temperatury w mieście będą większe (do 1°C w roku 2100), co oznacza, że miasto będzie coraz cieplejsze w zimie, a coraz chłodniejsze w lecie w stosunku do stanu wyjściowego z początku XIX wieku.

Znaczącą rolę w kształtowaniu klimatu Ziemi będą nadal odgrywały (także w XXI wieku) eksplozywne erupcje wulkanów, powodujące powstanie warstwy wulkanicznych aerozoli siarczanowych w stratosferze. Wskazują na to długie serie wyników pomiarów promieniowania całkowitego i temperatury powietrza, skorelowane ze wskaźnikami koncentracji pyłów wulkanicznych w atmosferze. Dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi zależy przede wszystkim od stałej słonecznej, której zmienność warunkować będzie wahania klimatu w przyszłym stuleciu.

Ten problemowy przegląd literatury stanowi ogólne tło dalszych badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy (i Polski) – w **tomach X i XI Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce**.

Celem **tomu X Atlasu** jest określenie cykliczności tendencji klimatu Europy i ich naturalnych przyczyn – wpływu aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych. Z kolei **tom XI** jest znacznym rozszerzeniem badań podjętych w VII tomie, dotyczącym wiekowej tendencji klimatu Warszawy (Boryczka, Stopa-Boryczka i in. 1992). Rozwinięto w nim problemy „Naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast w Europie w XVII-XXI wieku”, zawarte w IX tomie Atlasu (1995). Przedstawiono też więcej dowodów dotyczących naturalnych przyczyn globalnego ocieplenia klimatu niż w książce pt. „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XIX wieku” (Boryczka 1993).

Istotne znaczenie poznawcze mają wyniki badań w zakresie cykliczności i tendencji zmian klimatu Europy, przedstawione w 6 kolejnych tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, opublikowanych w latach 2002-2010, z wyodrębnionymi tytułami:

- Tom XVI – *Prognozy zmian klimatu Polski* (J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, D. Baranowski, K. Grabowska, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2002),
- Tom XVII – *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce* (J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, D. Baranowski, M. Kirschenstein, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2003),
- Tom XVIII – *Groźne zjawiska pogodowe w Polsce* (J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K. Grabowska, J. Wawer, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2004),

- Tom XIX – *Cechy termiczne klimatu Europy* (J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K. Pietras, S. Bijak, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2005),
- Tom XX-XXI – *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych* (M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, S. Bijak, R. Cebulski, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2007).
- Tom XXV – *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010).

W tomie XVII wskazano, że ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji J. Boryczki (1993):

$$y = a + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8, 11, 100 i 180 lat.

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w zimie wynoszą one: Warszawa – 8,3 (1,59 °C), Kraków – 8,3 (1,87), Wrocław – 8,3 (1,53), Lwów – 8,3 (1,30), Praga – 8,3 (1,06), Berlin – 7,7 (1,54), Genewa – 7,7 (0,62), Wiedeń – 8,3 (0,87), Rzym – 7,9 (0,30), Sztokholm – 7,8 (1,33), Kopenhaga – 7,8 (1,24), Moskwa – 7,9 lat (0,76). W lecie okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza. Oto zimowe okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie: Warszawa – 113,4, Kraków – 90,0, Wrocław – 123,3, Lwów – 108,8, Praga – 116,3, Wiedeń – 89,8, Bazylea – 85,5, Kopenhaga – 80,5, Anglia - 99,3, Sztokholm – 86,3, Uppsala – 102,7. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lecie: Kraków – 88,0, Wrocław – 75,0, Lwów – 74,1, Praga – 118,3, Wiedeń – 96,1, Bazylea – 87,6, Kopenhaga – 89,6. Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią 102,5, Sztokholm – 89,4, Uppsala – 94,0, Innsbruck – 84,6.

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Warszawa (zima – 218,3, lato – 208,2), Kraków (zima – 168,3), Lwów (lato – 195,3), Berlin (zima – 218,8), Kopenhaga (lato – 211,6), Anglia Środkowa (zima – 166,9, lato – 204,6), Sztokholm (zima – 184,2), Uppsala (zima – 182,3, lato – 192,8), Innsbruck (zima – 169,9).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$

w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – zima (1,12°C/100 lat), lato (-0,06°C/100lat), Kraków (1827-1997) – zima (1,48), lato (0,31), Lwów (1824-2002) – zima (0,53), lato (-0,22), Praga (1771-1990) – zima (0,25), lato (-0,25), Berlin (1769-1990) – zima (0,32), lato (-0,39), Genewa – zima (0,51), lato (-0,40), Wiedeń – zima

(0,69), lato (-0,08), Rzym (1811-1969) – zima (0,04), lato (-0,10), Sztokholm (1756-1994) – zima (0,86), lato (-0,08), Kopenhaga - zima (0,94), lato (0,05), Moskwa – zima (1,65), lato (-0,15).

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, *NAO*). Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na klimat Polski, także na dobową amplitudę temperatury powietrza (1971-1995), dobrze charakteryzuje częstość typów cyrkulacji według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein.

Typy cyrkulacji o charakterze cyklonalnym charakteryzują się przeważnie mniejszymi dobowymi wahaniami temperatury powietrza niż antycyklonalne. Największe dobowe amplitudy temperatury powietrza w ciągu całego roku występują w antycyklonalnych typach cyrkulacji: G, D₂C. Najmniejsze dobowe amplitudy temperatury powietrza w Polsce obserwuje się najczęściej przy napływie do Polski powietrza z północy w typach: CB, E₂C oraz E.

Zmienność wiekową zim i lat w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając po 10 najmroźniejszych i najłagodniejszych zim (średnich z XII, I, II) oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lat (średnich z VI, VII, VIII; tab. 1-40).

Najmroźniejsza zima w Polsce wystąpiła w roku 1830 (Warszawa – -9,8°C, Kraków – -10,3, Wrocław – -10,3). Do mroźnych można zaliczyć także zimy: 1963 (Warszawa – -9,5, Kraków – -6,9, Wrocław – -8,4), 1929 (Warszawa – -7,9, Kraków – -7,7, Wrocław – -7,1) i 1940 (Warszawa – -8,8, Kraków – -7,4, Wrocław – -7,1 Najłagodniejsze zimy wystąpiły w ostatniej dekadzie XX wieku: Warszawa – 1990 (2,3°C), 1989 (1,9), Kraków – 1975 (2,2), 1990 (1,9), Wrocław – 1990 (3,2), 1998 (2,8). Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: w 1811 r. – 21,4°C, 1992 r. – 20,0°C i 2002 r. – 19,8°C.

Rekonstrukcje i prognozy temperatury powietrza otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza. Są to wypadkowe nakładania się (interferencji) *k* cykli.

W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

Na szczególną uwagę zasługuje Jubileuszowy **tom XX-XXI** pt. *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*. Poświęcony jest 70. rocznicy urodzin i 45-lecia pracy naukowej i dydaktycznej prof. dr hab. Jerzego Boryczki – wieloletniego pracownika Zakładu Klimatologii UW, specjalisty badań zmian klimatu Ziemi i ich przyczyn.

W tomie XX-XXI określono tendencje zmian cech termicznych klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu (ze szczególnym uwzględnieniem stuleci XVIII-XXI) z wyeksponowaniem ich naturalnych przyczyn.

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od aktywności Słońca (stałej słonecznej) i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Temperatura powietrza w Europie w XVIII-XX wieku cechuje się cyklicznością około 8, 11, 100 i 180 lat. W zimie dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużym zakresie wahań: w Warszawie – 8,3 (1,6°C), Krakowie – 8,3 (1,9), Sztokholmie – 7,8 (1,3), Moskwie – 7,9 (0,8). W widmach temperatury powietrza są obecne także cykle około 11-letnie, np. w zimie: Warszawa – 11,6 (0,5°C), Kraków – 11,3 (0,8), Moskwa – 11,4 (1,6).

Nowość stanowią cykle klimatu określone na podstawie danych dendrologicznych z Europy (i Polski) w ostatnim 1000-leciu oraz prognozy po rok 2100 (rozdz. IV i V).

Zbliżone okresy są obecne w dendrologicznych ciągach szerokości pierścieni (słojów) dębów rosnących w Polsce (tab. 1).

Tabela 1. Okresy (Θ lat) około 8- i 11- letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII- XX w.), R – współczynnik korelacji

Table 1. 8-year and 11-year cycles (Θ years) of ring widths of oaks growing in Poland (18th-20th c.) R – correlation coefficient

Miejsce	Θ	R	Θ	R	Miejsce	Θ	R	Θ	R
Gdańsk	8,0	0,127	11,6	0,219	Roztocze	7,6	0,147	11,2	0,194
Gołdap	7,8	0,154	10,8	0,130	Suwałki	7,5	0,278	11,8	0,172
Hajnówka	7,9	0,144	11,2	0,258	Toruń	7,7	0,161	11,4	0,181
Koszalin	8,6	0,193	11,1	0,127	Warszawa	7,7	0,175	11,1	0,124
Kraków	7,7	0,235	11,5	0,137	Wrocław	8,3	0,206	11,6	0,162

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle około 100- i 180-letni aktywności Słońca. Warunkują one okresy około 100- (tab. 2) i 180-letni temperatury powietrza w Europie. Okresy prawie dwuwiekowe są zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego.

Tabela 2. Okresy około 100- i 180-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 2. Approximately 100-year and 180-year cycles of air temperature in Europe

Miejscowość	Zima		Lato		Zima		Lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	113,4	1,22	75,0	0,88	179,0	0,44	208,2	0,66
Bazylea	85,5	0,14	87,6	0,64	-	-	227,4	0,26
Kopenhaga	80,5	0,22	89,6	0,27	-	-	211,6	1,19
Anglia	99,3	0,44	102,5	0,20	166,9	0,48	204,6	0,34
Sztokholm	86,3	0,55	89,4	0,51	184,6	0,49	-	-
Uppsala	102,7	1,48	94,0	0,79	182,3	2,50	192,8	0,39
Innsbruck	69,9	0,80	84,6	0,50	169,8	1,45	-	-

Zbliżonymi okresami około 100- i 180-letnimi cechują się ciągi chronologiczne szerokości pierścieni drzew: sosny, świerka i modrzewia w Europie (tab. 3).

Tabela 3. Okresy (Θ lat) około 100- i 180-letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 3. Approximately 100-year and 180-year cycles (Θ years) of ring widths of trees growing in Europe (pine, spruce and larch)

Drzewo	Czas	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Sosna							
Forfiorddalen (Norwegia)	877-1994	112	0,178	189	0,121	-	-
Kola (Rosja)	1577-1997	109	0,394	186	0,277	-	-
Świerk							
Stonngardes (Norwegia)	1403-1997	114	0,191	201	0,243	-	-
Falkenstein (Niemcy)	1540-1995	110	0,298	189	0,414	429	0,399
Fodara Vedla (Włochy)	1578-1990	99	0,083	191	0,718	-	-
Modrzew							
Pinega I (Rosja)	1598-1990	103	0,184	217	0,286	-	-

Rekonstrukcje i prognozy szerokości słoje drzew (y) otrzymano i metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998) na podstawie interferencji wykrytych k cykli:

$$y = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: t – czas, at – składnik liniowy, Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05).

Funkcje prognostyczne $y = f(t)$ rocznych przyrostów niektórych drzew cechują się głównymi minimami w połowie XXI wieku. W przypadku np. świerka z Falkenstein (1540-1995) prognozy uwzględniają silne cykle: 110, 189 i 429 lat (o współczynnikach korelacji $R = 0,30, 0,42$ i $0,40$).

Na klimat Europy dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. O wpływie aktywności Słońca na cyrkulację atmosfery (na dystrybucję ciepła na Ziemi) świadczą analogiczne cykle cyrkulacji atmosfery i liczb Wolfa, a także temperatury powietrza.

Wskaźnik NAO w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią, a temperatura powietrza w Europie cechuje się okresowością 8-, 11-, 100- i 180-letnią.

Wpływ aktywności Słońca (obserwowanej z Ziemi) na cykl roczny temperatury powietrza

W przebiegu rocznym temperatury powietrza szczególną rolę odgrywa cykl roczny aktywności Słońca (i krótsze), związane z ruchem obiegowym Ziemi dookoła Słońca (365,25 dni) i ruchem obrotowym Słońca wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^\circ 45'$ do płaszczyzny ekliptyki. Okres obrotu Słońca wynosi 25,04 dni na równiku i 31 dni w pobliżu biegunów. Cykl roczny aktywności Słońca (liczby plam na Słońcu) wynika z przesuwaną się coraz innej części powierzchni Słońca (tarczy) skierowanej ku Ziemi w kolejnych dniach roku.

Posłużenie się wartościami codziennymi temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolfa z lat 1951-2010 umożliwiło określenie zależności fal chłodu i ciepła od aktywności Słońca, uwarunkowanych zmianami cyrkulacji atmosferycznej – Oscylacji Północnoatlantyckiej (rozdz. VIII).

Informacji o wpływie aktywności Słońca na fale chłodu i ciepła dostarczają porównania przebiegów rocznych odchyłań (ΔT) średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie (z 60 lat) od sinusoidy $f(t)$ o okresie $\Theta=365,25$ dni z codziennymi zmianami liczb Wolfa – po uśrednieniu w kolejnych dniach 1, 2, ..., 365. Cykl roczny średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013 opisuje równanie sinusoidy regresji (o współczynniku korelacji $R=0,433$ i teście Fishera-Snedecora $F_{obl}=41,65$):

$$W_{1951-2013} = 66,832 + 0,00466t + 1,776792 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 2,431845\right)$$

Ekstrema sinusoidy cyklu rocznego średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013 przypadają: minimum (65,268) – w końcu zimy, a maksimum (69,714) – w końcu lata.

Amplituda cyklu rocznego średnich dobowych liczb Wolfa (W) wynosi 3,55, a maksimum dobowych (W_{max}) – 25,20

Na ogół fale chłodu ($\Delta T < 0$) występują przy małej średniej dobowej (60-letniej) aktywności Słońca (W), a fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) – przy dużych wartościach dobowych liczb Wolfa (W).

Weryfikacja prognoz okresowych zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2010

W rozdziale X. zweryfikowano prognozy klimatu powstałe w Zakładzie Klimatologii UW (podejmowane przez J. Boryczkę ze współautorami) kilkakrotnie na podstawie najdłuższej w danym czasie serii obserwacyjnej z Warszawy, tzn. od 1779 roku. Okazało się, że na ogół jest dobra sprawdzalność prognozowanych wartości temperatury powietrza w Warszawie z wyprzedzeniem 30. lat (1980-2010) i 20. lat (1991-2010) według interferencji cykli, wyznaczonych metodą „sinusoid regresji”. Porównano przebiegi wieloletnie średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza zmierzonych w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2010 z wartościami prognozowanymi. Z przeprowadzonej weryfikacji prognoz temperatury powietrza z zastosowaniem równań regresji i oceną istotności współczynników korelacji (testem t- Studenta) wynikają wnioski:

Synchroniczność wahań temperatury powietrza w Warszawie, tj. wartości zmierzonych na Okęciu i prognozowanych na lata 1980-2010 świadczy o poprawności zastosowanych metod badań i prognoz okresowych zmian klimatu

Z weryfikacji prognoz temperatury powietrza, na przykładzie Warszawy wynika, że wykryte dawniej okresy temperatury można było ekstrapolować poza przedział aproksymacji (przedział pomiarów)

Najdłuższe cykle około 100 i 180-letnie temperatury powietrza, wyznaczone na podstawie niezbyt długiej serii pomiarów (ok. 200 lat) okazały się również wiarygodne, bowiem są one obecne w ciągach chronologicznych szerokości słoii drzew rosnących w Europie oraz zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych, sprzed kilkuset lub kilku tysięcy lat.

Ważnym problemem do rozwiązania w XXI wieku jest nadal identyfikacja naturalnych przyczyn zmian klimatu Ziemi, w szczególności Europy (i Polski). Jest nim określenie składników deterministycznych (okresowych) w seriach pomiarowych, a także mechanizmów przenoszenia oddziaływań czynników astronomicznych na klimat Ziemi.

W bieżącym stuleciu prawdopodobnie rozstrzygnie się, czy postępować będzie nadal ocieplenie klimatu, spowodowane wzrostem aktywności Słońca, zawartości CO_2

w atmosferze i miejskimi wyspami ciepła, czy też nastąpi głębokie ochłodzenie, wywołane spadkiem aktywności Słońca (stałej słonecznej) i wzrostem zawartości pyłów wulkanicznych.

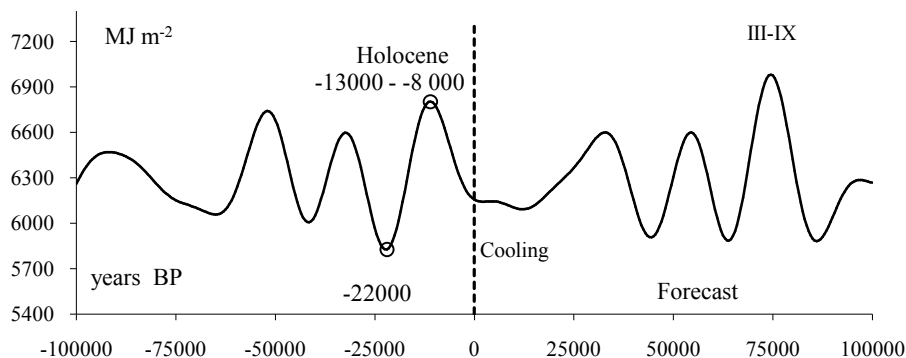
W tomie XXV przedstawiono rekonstrukcję i prognozę sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ w miesiącach marzec-wrzesień. Wykazano m.in. synchronizację wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym wyspy Devon (w Arktyce Kanadyjskiej) i sum promieniowania słonecznego.

Rekonstrukcja i prognoza klimatu Półkuli Północnej według promieniowania słonecznego w szerokości $\varphi = 65^\circ$ od 1 000 000 BP do 1 000 000 AD

W celu określenia przyczyn wahań klimatu Półkuli Północnej obliczono dobowe sumy promieniowania słonecznego I ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu i w miesiącach marzec-wrzesień (III-IX) na górnej granicy atmosfery, wzdłuż równoleżnika $\varphi = 65^\circ \text{N}$.

W obliczeniach przyjęto zakres zmian i długości cykli: mimośrodę orbity Ziemi ($0 \leq e \leq 0,066$) – 100 000 lat, nachylenia osi Ziemi do płaszczyzny ekliptyki ($21^\circ 58' \leq \varepsilon \leq 24^\circ 36'$) – 40 000 lat oraz długości ekliptycznej peryhelium względem punktu równonocy wiosennej (Ω) – 21 000 lat.

Główne ekstrema sum promieniowania słonecznego w szerokości geograficznej $\varphi = 65^\circ \text{N}$ zgadzają się z datami kolejnych glacjałów i interglacjałów. Ostatnie głębokie minimum sum promieniowania słonecznego wystąpiło w czasie III fazy zlodowacenia Würm ($t_{\min} = -22000$ lat). Natomiast ostatnie lokalne (rozległe) maksimum sum promieniowania słonecznego (o wierzchołku t_{\max}) – w przedziale czasu 11000-8 000 BP określa holocenijskie ocieplenie klimatu (rys. 1).



Rys. 1. Zmiany sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich -100 000 lat, z prognozą do 100 000 lat (1900 AD, $t = 0$)

Fig. 1. Changes in the sums of solar radiation in the period March-September at the parallel $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last -100,000 years, with a forecast up to 100,000 years (1900 AD, $t = 0$)

Weryfikacja prognoz klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon $-30\ 000\ \text{BP} \leq t \leq 40\ 000\ \text{AD}$

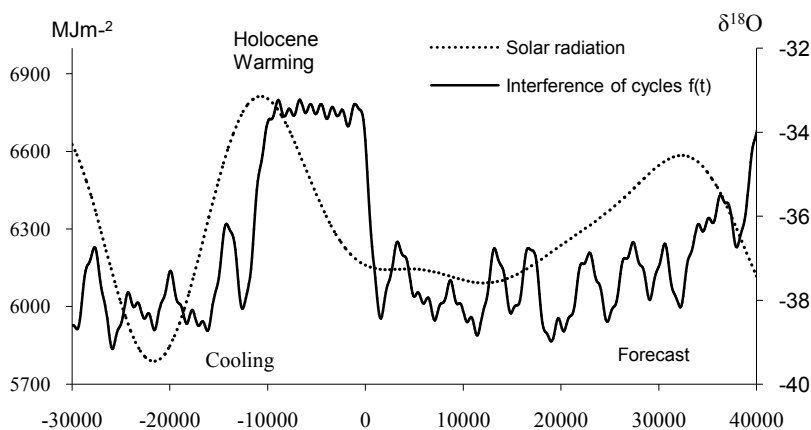
Ważnych informacji o globalnych zmianach klimatu dostarczają zmiany zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych z Arktyki (Boryczka i in. 2010). Izotop $\delta^{18}\text{O}$ zawarty w rdzeniu lodowym z wyspy Devon pochodzi z parowania ciężkiej wody (H_2^{18}O) z oceanów – większego podczas ociepleń. Widmo i okresy średnich rocznych wartości wskaźnika izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O} < 0$ (‰) w rdzeniu lodowych z wyspy Devon (w Arktyce Kanadyjskiej), wyznaczono metodą sinusoid regresji J. Boryczki (1998):

$$f(t) = \bar{y} + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza, \bar{y} – średnia, j – numer cyklu

W interferencji uwzględniono $k = 15$ cykli izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym: 1100, 2200, 2800, 3400, 4500, 4700, 6200, 7300, 8700, 11300, 16700, 24700, 45900, a także najdłuższe 58700 i 86100 lat.

Wypadkową nakładania się tych cykli w przedziale czasu t – od $-30\ 000\ \text{BP}$ do $40\ 000\ \text{AD}$ na rys. 2. Minima t_{\min} wskaźnika zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym wskazują największe ochłodzenia klimatu na półkuli północnej, a maksima t_{\max} – ocieplenia.



Rys. 2. Zmiany promieniowania słonecznego i izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ (wyspa Devon) – w czasie ostatnich 30 000 lat

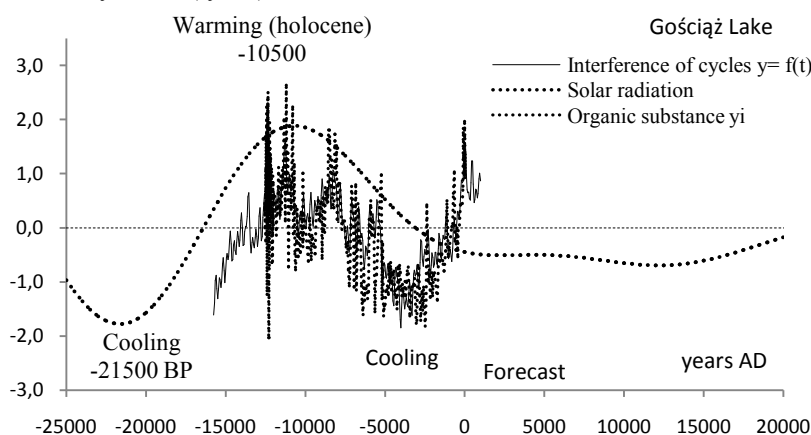
Fig. 2. Changes of solar radiation and isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island) – in the last 30 ka years

Na uwagę zasługuje ogólna zbieżność wahań (spadków i wzrostów) stężenia izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i sum promieniowania słonecznego w czasie: $-30\ 000 < t < 40\ 000$ lat ($t = 0$, 1900 AD),

W najbliższych stuleciach można oczekiwać dużego ochłodzenia klimatu, a najbliższych tysiącleciach – kolejnego zlodowacenia Ziemi.

**Weryfikacja prognoz klimatu Półkuli Północnej według
substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Gościąż
- 25 000 BP ≤ t ≤ 1000 AD**

Holocenne ochłodzenia i ocieplenia klimatu w Europie są znane na podstawie badań substancji organicznych (i zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$) zdeponowanych w jeziorze Gościąż (Boryczka, Wicik, 1994). W laminowanych osadach jeziora Gościąż można było określić czas kalendarzowy (zliczając roczne przyrosty rdzenia osadów) W przedziale czasu od -15750 do -12 540 BP rekonstruowano, a na najbliższe 1000 lat – prognozowano zawartość substancji organicznych w osadach na podstawie interferencji $y=f(t)$ cykli: 50, 230, 360, 390, 540, 590, 1120, 1380, 1770, 2970, 6080, 12380 lat, obecnych w widmie zawartości substancji organicznych. Ochłodzenia i ocieplenia klimatu – to minima i maksima lokalne przebiegów czasowych $y=f(t)$ koncentracji substancji organicznych (w %) w osadach jeziora Gościąż. Przedstawiono także zmiany sum promieniowania słonecznego (III-IX) od -25000 lat temu do +1000, obliczone biorąc pod uwagę okresowe zmiany parametrów orbity Ziemi. Przebieg promieniowania cechuje się dwoma ekstremami: minimum $t_{\min}=-21500$ (5791 MJ/m^2) i maksimum $t_{\max}=-10500$ (6813 MJ/m^2). Największe wartości $y=f(t)$ substancji organicznych w osadach jeziora Gościąż (standaryzowane dodatnie tj. powyżej średniej) przypadają na rozległe maksimum sum promieniowania słonecznego. Stąd wynika, że główną przyczyną holocennego optimum klimatu był wzrost sum promieniowania słonecznego, wywołany zmianami orbity Ziemi (rys. 3).



Rys 3. Zmiany zawartości substancji organicznych w jeziorze Gościąż w czasie: $-15750 < t < 1000$ w odniesieniu do sum promieniowania słonecznego

Fig. 3. The change of the organic substance content in Lake Gościąż during: $-15750 < t < 1000$

Prognozy długookresowe zmian klimatu półkuli północnej na podstawie bardzo długich cykli zmian promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi zostały pozytywnie zweryfikowane zarówno według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon (Arktyka Kanadyjska) jak też substancji organicznych zdeponowanych w jeziorze Gościąż.

Wpływ koncentracji masy największych planet na aktywność Słońca

Aktywność Słońca (liczby Wolfa) zależy od położenia środka masy (\vec{r}) czterech największych planet (Jowisza, Saturna, Uranu, Neptuna) względem Słońca, tj. od momentu masy:

$$\mu = \sum_{j=1}^n m_j r_j$$

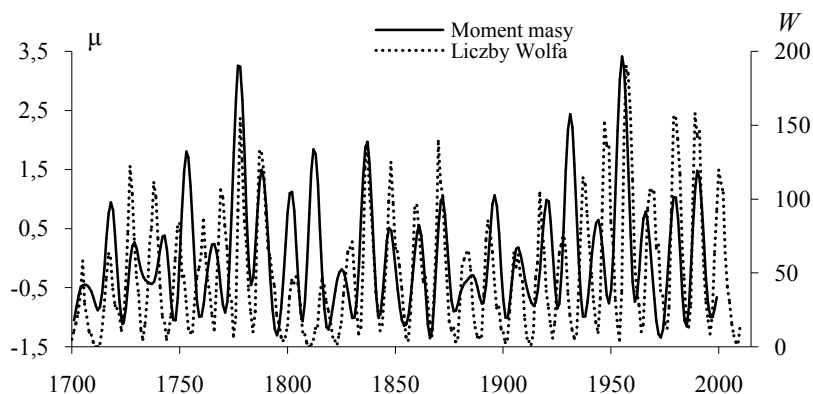
gdzie: m_j – masa j-tej planety, r_j – odległość j-tej planety od Słońca.

Przebieg liczb Wolfa w latach 1700-2010 dobrze opisuje wzór na moment masy μ , który uwzględnia okresy obiegu tych planet dookoła Słońca: Jowisz (11,862 lat), Saturn (29,458 lat), Uran (84,015 lat) i Neptun (164,79 lat) i okresy wynikające z ich modulacji (rys. 4). Wzór na liczby Wolfa w latach 1700-2010 uwzględnia, oprócz okresów ich obiegu dookoła Słońca (okresów oddziaływań grawitacyjnych i in.) także modulację oddziaływań planet bliższych przez planety dalsze.

Standaryzowane liczby Wolfa w latach 1700-2010 (w sensie statystycznym) obliczono, przyjmując moment masy największej planety Jowisza ($M_{11}=1653,617$) jako jednostkę:

$$\begin{aligned} \mu = & \sin(2\pi t/11,862 + c_J) (1 + M_{12} \sin(2\pi t/29,458 + c_S) + M_{13} \sin(2\pi t/84,015 + c_U) + \\ & + M_{14} \sin(2\pi t/164,79 + c_N)) + M_{12} \sin(2\pi t/29,458 + c_S) (1 + M_{23} \sin(2\pi t/84,015 + c_U) + \\ & + M_{24} \sin(2\pi t/164,79 + c_N)) + M_{13} \sin(2\pi t/84,015 + c_U) (1 + M_{34} \sin(2\pi t/164,79 + c_N) + \\ & + M_{14} \sin(2\pi t/164,79 + c_N)) \end{aligned}$$

gdzie: M_{ij} – względne momenty mas poszczególnych planet (podzielone przez M_{11}), $M_{12} = 0,549629$, $M_{13} = 0,168967$, $M_{14} = 0,314122$, $M_{23} = 0,30742$, $M_{24} = 0,571516$, $M_{34} = 1,859073$, c_j – przesunięcia fazowe: $c_J = 1,238896$, $c_S = -1,646381$, $c_U = 2,115445$, $c_N = 2,061512$ (obliczone z ciągu wartości r_j metodą sinusoid regresji).



Rys. 4. Zmiany momentu masy czterech największych planet $\mu = f(M, \Theta)$ i liczb Wolfa w latach 1700-2010

Fig. 4. Changes the values of the four largest planet mass momentum $\mu = f(M, \Theta)$ and the Wolf numbers in the years 1700-2000

3.33. Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja

Tom XXXIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2015, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, Warszawa, ss. 444.

Wprowadzenie

Prezentowany Tom XXXIII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja* zawiera ważniejsze wyniki badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy.

Szczególne znaczenie mają cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny, tendencje wiekowe, rekonstrukcja i prognoza zmian w XXI wieku oraz ich sprawdzalność (weryfikacja).

W rozdziale II pt. *Problemy badań współczesnych zmian klimatu Ziemi* zwrócono uwagę na naturalną zmienność klimatu, wynikającą z przyczyn zewnętrznych (astronomicznych) i wewnętrznych (geologicznych) systemu Ziemia-atmosfera, na które nakładają się efekty oddziaływań antropogenicznych. Ten problemowy przegląd literatury stanowi ogólne tło do aktualnych własnych badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy (i Polski).

W rozdziale III pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)* przedstawiono niektóre wyniki badań zawarte w tomach VII i IX-XV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*:

- Tom VII. Zmiany wiekowe klimatu Polski, 1992
- Tom IX. Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy, 1995
- Tom X. Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie, 1997
- Tom XI. Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie, 1998
- Tom XII. Ochłodzenia i ocieplenia klimatu miast w Europie, 1999
- Tom XIII. Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie, 1999
- Tom XIV. Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku, 2000
- Tom XV. Prognozy zmian klimatu miast Europy, 2001

Na przykład celem tomu X *Atlasu* jest określenie cykliczności i tendencji klimatu Europy i ich naturalnych przyczyn – wpływu aktywności Słońca i erupcji wulkanów. Z kolei tom XI jest znacznym rozszerzeniem badań podjętych w tomie VII, dotyczącym wiekowej tendencji klimatu Warszawy (Boryczka, Stopa-Boryczka i in., 1992). Rozwiązano w nim problemy *Naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast Europy w XVI-XXI wieku*, zawarte w tomie IX *Atlasu* (1995). Przedstawiono więcej dowodów dotyczących naturalnych przyczyn globalnego ocieplenia niż w książce pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku* (Boryczka 1993).

Istotne znaczenie poznawcze mają wyniki badań w zakresie cykliczności i tendencji zmian klimatu Europy przedstawione w 7 kolejnych tomach Atlasu IX-XV opublikowanych w latach 1995-2001.

Rozdział IV pt. *Postęp badań naturalnych zmian klimatu w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku* zawiera informacje o aktualnie rozwiązywanych problemach badawczych, a świadectwem tego są tomy XVII, XIX, XX-XXI i XXV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* opublikowane w latach 2003-2010:

- Tom XVII. Mroźne zimy i upalne lata w Polsce , 2003
- Tom XIX. Cechy termiczne klimatu Europy, 2005
- Tom XX-XXI . Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych, 2007
- Tom XXV. Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku, 2010

W tomach XVII, XIX i XX-XXI przedstawiono wykresy zmian temperatury powietrza w XVIII-XXI wieku w 40 miejscowościach europejskich podczas zimy i lata (XVII), w styczniu i lipcu (XIX) oraz roku (XX-XXI). Szczególne znaczenie mają prognozy klimatu do roku 2100 na podstawie interferencji silniejszych cykli zawartych w widmach temperatury powietrza – w wybranych 9 miejscowościach. Prognozy wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy (i Polski) w połowie XXI wieku, które częściowo może być złagodzone przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany i miejskie wyspy ciepła).

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letnie aktywności Słońca, które są obecne w widmach temperatury powietrza.

Nowość stanowią cykle klimatu określone pośrednio na podstawie danych dendrologicznych z Europy (i Polski) w ostatnim 1000-leciu oraz prognozy po rok 2100.

Ciągi chronologiczne szerokości pierścieni drzew: sosny, świerka i modrzewia w Europie cechują się również podobnymi okresami około 100- i 180-letnim .

Na uwagę zasługują prognozy po rok 2100 przyrostów rocznych 30 drzew, rosnących w Europie. Przebiegi czasowe ich rocznych przyrostów cechują się głównymi minimami w połowie XXI wieku. Słoję np. świerka *Picea abies* z Falkenstein (1540-1995) cechują się „silnymi” cyklami: 110, 189 i 429 lat.

Tom XXV pt. *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* zawiera oryginalne wyniki badań studenckich, przedstawione w rozdziale *Współczesne zmiany klimatu miast Europy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*. Z kilkunastu prac magisterskich dotyczących wiekowych zmian klimatu Europy Zachodniej, Środkowej i Wschodniej (cykliczności, tendencji i prognoz klimatu) podano najważniejsze wyniki badań w odniesieniu do literatury klimatologicznej. Każdy problem badawczy scharakteryzowano wybierając 1 lub 3 prace magisterskie.

W rozdziale V. *Z badań zmian klimatu miast Europy w XXI wieku* sprawdzono prognozy klimatu powstałe w Zakładzie Klimatologii UW, na podstawie najdłuższych w danym czasie serii obserwacyjnych w Europie: Anglia środkowa, Paryż, Genewa, Berlin , Warszawa, Praga, Rzym, Sztokholm i Moskwa. Porównano zmierzone wartości temperatury powietrza (T) w latach 1951-2012 z prognozowanymi $f(t)$ z wyprzedzeniem wieloletnim (w Warszawie o 35 lat, 1951-2014).

W rozdziale VI. *Fale ciepła i chłodu w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010)* zbadano zależność cyklu rocznego temperatury powietrza w Warszawie (Okęcie) od cyklu rocznego aktywności Słońca, wynikającego z ruchu obrotowego Słońca (25-31 dni) wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^{\circ}45'$ do ekliptyki. Fale chłodu ($\Delta T < 0$) i ciepła ($\Delta T \geq 0$) zdefiniowano jako odchylenia ΔT średnich dobowych zmierzonych wartości temperatury (T) od sinusoidy regresji $f(t)$ o okresie 365,25 dni.

SPIS TREŚCI (33)

I.	WPROWADZENIE	5
II.	PROBLEMY BADAN WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU ZIEMI	7
III.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY Z WYODRĘBNINIEM POLSKI (WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ)	17
3.1.	Zmiany wiekowe klimatu Polski	17
3.2.	Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy	38
3.3.	Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie	64
3.4.	Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie	80
3.5.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu miast w Europie	94
3.5.1.	Tendencje temperatury powietrza miast w Europie w XVII-XX wieku	94
3.5.2.	Cykliczność jako cecha pola temperatury powietrza w Europie	97
3.6.	Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie	114
3.6.1.	Synchroniczność krótkich cykli klimatu miast w Europie	114
3.7.	Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku	133
3.7.1.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Warszawy i ich uwarunkowania	133
3.7.2.	Okresowa zmienność opadów atmosferycznych w Warszawie	137
3.7.3.	Tendencje zmian klimatu Warszawy	140
3.7.4.	Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku	141
3.8.	Prognozy zmian klimatu miast Europy	149
3.8.1.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na klimat Europy	149
3.8.2.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na klimat Polski	152
3.8.3.	Ochłodzenie i ocieplenie klimatu Europy Środkowej kształtowane przez Niż Islandzki i Wyż Azorski	160
3.8.4.	Prognozy temperatury powietrza w miastach Europy Środkowej (Warszawa, Kraków, Praga, Genewa) w XXI wieku	163
IV.	POSTĘP BADAŃ NATURALNYCH ZMIAN KLIMATU EUROPY W PIERWSZEJ DEKADZIE XXI WIEKU W ODNIESIENIU DO DRUGIEJ POŁOWY XX WIEKU	179
4.1.	Mroźne zimy i upalne lata w Polsce	179
4.1.1.	Przeszłość i teraźniejszość klimatu Ziemi	179
4.1.2.	Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu klimatu Europy	186
4.1.3.	Mroźne zimy i upalne lata w Europie w XVIII-XXI wieku ze szczególnym uwzględnieniem Polski	191
4.1.4.	Widma temperatury powietrza w Europie	196
4.1.5.	Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XX wieku. Rekonstrukcja i prognoza po rok 2100	206
4.2.	Cechy termiczne klimatu Europy	223
4.2.1.	Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie	226
4.2.2.	Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XXI wieku. Prognozy po rok 2100	234
4.3.	Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych	258
4.3.1.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na temperaturę powietrza w Europie	258
4.3.2.	Synchroniczność cykli klimatycznych i dendrologicznych w Europie	263
4.3.3.	Prognozy zmian klimatu Europy w XXI wieku według szerokości słoików drzew	286
		389

4.4.	Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku	296
4.4.1.	Wiekowe zmiany klimatu miast nizinnych Europy (Londyn, Warszawa, Moskwa)	297
4.4.2.	Wiekowe zmiany klimatu miast górskich Europy (Genewa, Zurych, Saentis Sonnblick)	298
4.4.3.	Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy (liczby Wolfa, NAO, typy Wangenheima i Osuchowskiej-Klein)	299
4.4.4.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zróżnicowanie cech termicznych klimatu miast Europy (Paryż, Marsylia, Wrocław, Kraków, Warszawa)	300
4.4.5.	Wpływ NAO na zróżnicowanie cech opadowych klimatu miast środkowej Europy (Wro- cław, Warszawa)	303
4.4.6.	Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na profilach : południkowym (Sztokholm, Warszawa, Ateny) i równoleżnikowym (Paryż, Warszawa, Moskwa)	305
4.4.7.	Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie (Szwecja) na podstawie danych dendrologicznych	306
V.	Z BADAŃ ZMIAN KLIMATU MIAST EUROPY W XXI WIEKU	310
5.1.	Weryfikacja prognoz okresowych zmian temperatury powietrza w Europie w XX-XXI wieku	310
5.1.1.	Prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie (z 1984 r. i inne)	311
5.1.2.	Prognozy zmian temperatury powietrza w innych miastach Europy	319
5.2.	Weryfikacja prognoz okresowych zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1813- 2010	341
5.2.1.	Wpływ aktywności Słońca na opady atmosferyczne	343
5.2.2.	Sprawdzalność prognoz opadów atmosferycznych we Wrocławiu według pomiarów w latach 1859-1979	348
5.2.3.	Sprawdzalność prognoz opadów atmosferycznych w Warszawie według pomiarów w latach 1813-1979 i 1813-1990	353
VI.	FALE CIEPŁA I CHŁODU W PRZEBIEGU ROCZNYM TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE (1951-2010)	363
6.1.	Zależność przebiegu rocznego temperatury powietrza od aktywności Słońca (na przykładzie Warszawy, 1951-2010)	363
6.1.1.	Fale chłodu i ciepła w cyklu rocznym temperatury powietrza	364
6.1.2.	Cyrkulacyjne uwarunkowania fal chłodu i ciepła	367
6.1.3.	Wpływ aktywności Słońca na fale chłodu i ciepła	369
6.2.	The dependency between annual air temperature and solar activity. A case study of Warsaw in 1951-2010	376
6.2.1.	Annual profiles of air temperature in cold and hot waves	377
6.2.2.	The impact of circulation on warm and cool waves	380
6.2.3.	The influence of solar activity on warm and cool waves	382
VII.	REKONSTRUKCJA I PROGNOZA ZMIAN KLIMATU ZIEMI W CZASIE OD -1 000 000 BP DO 1 000 000 AD	389
7.1.	Zmiany klimatu Ziemi (od -1 000 000 BP do 1 000 000 AD) według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^{\circ}\text{N}$	389
7.2.	Zmiany klimatu Ziemi (od - 500 000 BP do 500 000AD) według izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym wyspy Devon (Arktyka Kanadyjska)	394
7.3.	Zmiany klimatu Ziemi (od -25 000 BP do 25 000 AD) według substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziora Gościąg	397
7.4.	Zależność aktywność Słońca i erupcji wulkanów od koncentracji masy planet w Układzie Słonecznym	400
VIII.	ZAKOŃCZENIE	403
IX.	LITERATURA	409
	ZAŁĄCZNIK 1	417
	ZAŁĄCZNIK 2	431

W rozdziale VII. *Rekonstrukcja i prognoza zmian klimatu Ziemi w czasie od -1 000 000 BP do 1 000 000 AD* przedstawiono zmiany wiekowe klimatu Ziemi według zmian promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$, izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowych wyspy Devon (od -500 000 BP do 500 000 AD) i zawartości substancji organicznych (%) w Jez. Gościąż. (od -25 000 BP do 25 000 AD).

Do ostatnich rozdziałów należą: VIII. *Zakończenie* i IX. *Literatura* oraz *Załącznik 1* i *Załącznik 2*.

Ważniejsze wyniki badań

Celem pracy jest określenie składników deterministycznych (okresowych) czasowej zmienności klimatu Europy w XVII-XXI wieku. Jest nim też identyfikacja naturalnych przyczyn ochłodeń i ociepleń klimatu Europy a także prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i innych miastach Europy do końca XXI wieku.

W prognozach zmian klimatu Europy przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury, opadów i rocznych przyrostów drzew rosnących w Europie będą się powtarzać nadal. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych: aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego oraz ich synchroniczność (koincydencja ekstremów). Najdłuższe okresy około 100- i 200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych słoików np. sosny (*Pinus sylvestris* w Forfjorddalen (877-1994), paleotemperatury tj. zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.. Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią prawdopodobnie w połowie przyszłego stulecia – około roku 2050.

Globalne ocieplenie i zjawiska regionalne – niekorzystne dla mieszkańców Ziemi – są przeważnie przypisywane działalności człowieka. Przypisywane są one przede wszystkim antropogenicznej części efektu cieplarnianego atmosfery – wzrostowi zawartości dwutlenku węgla (CO_2) w atmosferze, pochodzącemu ze spalania węgla i innych paliw.

Raport IPCC (1991), prognozujący wzrost temperatury powietrza na Ziemi w roku 2030 o $1,5\text{-}4,5^\circ\text{C}$, był zbyt pesymistyczny. Pojawiły się później katastrofalne prognozy o stopieniu lodów Antarktydy i Arktyki, a także lodowców wysokogórskich i zatopieniu części kontynentów przez wody oceanów. Historia klimatu Ziemi i proste obliczenia (Boryczka, 1998) wskazują, że taki proces trwałby co najmniej kilkanaście tysięcy lat.

Analogicznie, ochłodzenie klimatu w latach czterdziestych przyczyniło się do podjęcia badań nad wpływem pyłów wulkanicznych na klimat. Pojawiły się wówczas katastrofalne prognozy o całkowitym zlodowaceniu Ziemi. Prognozowano, że spadek globalnego promieniowania całkowitego o $1,5\text{-}1,6\%$ prowadzi do nieodwracalnego zlodowacenia, postępującego od biegunów ku równikowi.

Kolejny raport IPCC (1995) jest bardziej optymistyczny, prognozowane są przyrosty antropogeniczne temperatury powietrza o $1\text{-}3,5^\circ\text{C}$ w roku 2100 (o połowę mniejsze), po uwzględnieniu rozproszenia promieniowania słonecznego przez areozole siarczanowe, pochodzące z emisji do atmosfery SO_2 .

Modele cyrkulacji – scenariusze $2\times\text{CO}_2$ (po podwojeniu przedindustrialnej koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze – 280 ppm) mają obecnie raczej znaczenie metodyczne. Rozwiązania numeryczne równań ruchu atmosfery, z uwzględnieniem ważniejszych sił działających na obracającej się Ziemi, stanów fizycznego i chemicznego powietrza aż do stratosfery, są znaczącym postępem w rozwoju fizyki atmosfery.

Przypisywanie jednak postępującego ocieplenia tylko antropogenicznej części efektu cieplarnianego jest niepewnym, słabo uzasadnionym założeniem. Nie wiadomo bowiem, jaka część tendencji rosnącej temperatury powietrza przypada na czynniki naturalne, a jaka na antropogeniczne. Mało znane są tendencje koncentracji w atmosferze

naturalnych gazów śladowych (pary wodnej, naturalnego CO₂), które powodują zasadniczą część naturalną efektu cieplarnianego – w latach przedindustrialnych +33 °C (różnica między temperaturą ówczesną a planetarną).

Znaczącą rolę w kształtowaniu klimatu Ziemi będą nadal odgrywały (także w XXI wieku) eksplozywne erupcje wulkanów, powodujące powstanie warstwy wulkanicznych aerozoli siarczanowych w stratosferze. Wskazują na to długie serie wyników pomiarów promieniowania całkowitego i temperatury powietrza, skorelowane ze wskaźnikami koncentracji pyłów wulkanicznych w atmosferze. Dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi zależy przede wszystkim od stałej słonecznej, której zmienność warunkować będzie wahania klimatu w przyszłym stuleciu.

Wyniki badań przedstawione w tej części Atlasu wskazują, by współczesne zmiany klimatu interpretować w odniesieniu do zmian klimatu w czwartorzędzie, a szczególnie w holocenie. Wskazują również potrzebę opracowania prognoz zarówno naturalnych, jak też antropogenicznych tendencji zmian klimatu w XXI wieku.

Zmiany klimatu, jego wahania i tendencje, a w szczególności prognozy mają duże znaczenie w planowaniu rozwoju wszystkich działów gospodarki: rolnictwa, budownictwa, energetyki, komunikacji itp.

Dlatego też najważniejsze jest zbadanie najdłuższych serii pomiarów w Polsce, na podstawie których określa się zakres wahań klimatu, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i dokonuje się sondaży przyszłości.

Nadal aktualne jest poznanie wieloletnich zmian i opracowanie prognozy klimatu przy wykorzystaniu metod modelowania z uwzględnieniem powiązań z działalnością człowieka. Globalne ocieplenie i anomalie klimatu w różnych strefach kuli ziemskiej zagrażają życiu na Ziemi.

Do najbardziej niekorzystnych zjawisk można zaliczyć wichury i sztormy oraz powodzie, osuwiska ziemi i lawiny, które wywołują 85% strat ekonomicznych. Do innych zjawisk ekstremalnych należą trzęsienia ziemi i erupcje wulkaniczne. Duże straty powodują susze, fale upałów (pożary lasów) i mrozów. Do katastrof najgroźniejszych dla ludzi i gospodarki w roku 1998 można zaliczyć (*Zmiany klimatu*, 1999):

- tajfun w Indiach, który w czerwcu spowodował śmierć 10 000 osób;
- huragan, który spustoszył Amerykę Środkową na przełomie października i listopada, powodując śmierć około 9200 osób;
- huragan Georges, który przeszedł nad Karaibami i Zatoką Meksykańską na przełomie września i października i przyczynił się do śmierci ponad 4000 osób;
- letnią powódź w Bangladeszu, Indiach i Nepalu, na skutek której liczba ofiar śmiertelnych wyniosła 4750;
- II letnią powódź w Chinach, która przyczyniła się do liczby ofiar szacowanej na 3656;
- burze śnieżne w styczniu oraz silne gradobicie w maju 1998 r. w Ameryce Północnej, które spowodowały straty liczone w miliardach dolarów amerykańskich.

W roku 1997 zjawisko El Niño spowodowało długotrwałe susze w Azji Południowo-Wschodniej. Natomiast w 1998 r. prawie cały ten obszar został zatopiony przez nadzwyczaj ulewne deszcze monsunowe, wywołane zjawiskiem El Niño. Zjawisko El Niño oddziałuje na warunki pogodowe w wielu regionach świata, a spowodowane jest nagłym ochłodzeniem się wód wschodniego Pacyfiku, nawet o 2 °C poniżej średniej wieloletniej temperatury. Ulewne deszcze związane z tym zjawiskiem wystąpiły również w północnej i wschodniej Australii i Nowej Zelandii, południowej części Afryki, północno-wschodniej części Ameryki Południowej oraz Ameryce Środkowej. Natomiast susze spowodowane przez El Niño wystąpiły m.in. na zachodnim wybrzeżu Ameryki Południowej oraz w

południowo-zachodnich stanach USA.

Oceniając straty na świecie powstałe w wyniku zjawisk ekstremalnych w 1998 r., można stwierdzić, że były one największe w Azji i Ameryce Północnej oraz Środkowej.

Nie można wykluczyć, iż w przyszłości niektóre zjawiska ekstremalne, np. powodzie, susze, wystąpią w Europie. Dlatego też z inicjatywy Polskiego Komitetu Narodowego ds. Międzynarodowego Programu „Zmiany Globalne Geosfery i Biosfery” przy Prezydium PAN wspólnie z Instytutem Ochrony Środowiska i Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z udziałem licznych Zakładów Klimatologii w Polsce powstał projekt „Narodowego Programu Klimatycznego”.

Uznano, że badania naukowe w zakresie prognoz zmian klimatu, głównie zjawisk ekstremalnych, powinny w przyszłości koncentrować się wokół następujących problemów:

- Miniony, obecny i przewidywany klimat Polski w aspekcie jego zmian i zmienności.
 - Zmiany klimatu Polski w okresie holocenu, w tym zwłaszcza ostatniego tysiąclecia, w aspekcie zmian opadowych i bilansu wodnego.
 - Współczesne tendencje zmian klimatu z uwzględnieniem ekstremalnych zjawisk klimatycznych i towarzyszących klęsk żywiołowych oraz zmian poziomu Morza Bałtyckiego.
 - Projekcja zmian klimatu Polski na tle najnowszych symulacji.
 - System monitoringu i okresowych ocen klimatu Polski.
- Wpływ zmian klimatu na ekosystemy i systemy społeczno-gospodarcze oraz sposoby przeciwdziałania negatywnym skutkom ich zmian.
 - Ocena zmian ekosystemów lądowych i wodnych pod wpływem zmian klimatycznych i antropopresji oraz sposoby ochrony przed negatywnymi skutkami tych wpływów.
 - Metody adaptacji systemów wodno-gospodarczych do zmieniających się warunków klimatycznych.
 - Ocena zmian w produkcji roślinnej i zwierzęcej w zmienionych warunkach klimatycznych oraz mechanizmy adaptacji rolnictwa do zmian klimatu.
 - Podstawy adaptacji gospodarki leśnej do zmienionych warunków klimatycznych.
- Strategie redukcji emisji i pochłaniania i ich skutki społeczno-gospodarcze.
 - Systemowa metodologia obliczania emisji i wychwytu gazów cieplarnianych na potrzeby tworzenia sektorowych strategii redukcji emisji i zwiększenia pochłaniania tych gazów.
 - Makroekonomiczne i sektorowe strategie redukcji emisji i zwiększenia pochłaniania gazów cieplarnianych oraz skutki społeczno-gospodarcze ich wdrażania.
 - Opracowanie zasad działania i wdrażania mechanizmów ekonomicznych i finansowych przewidzianych przez Ramową Konwencję Narodów Zjednoczonych w Sprawie Zmian Klimatu i Protokół z Kioto oraz strategii finansowania wdrożenia postanowień Protokołu z Kioto.
 - Zmiany koncentracji gazów cieplarnianych i ozonu w atmosferze na terenie Polski.

Największe znaczenie w prognozach zmian klimatu i zjawisk ekstremalnych w XXI wieku ma wykrycie składników deterministycznych (okresowych) trendów czasowych zmiennych meteorologicznych. Najważniejsze jest określenie roli wahań aktywności Słońca (stałej słonecznej) w kształtowaniu (poprzez cyrkulację atmosferyczną) zmian

klimatu – w tym zjawisk ekstremalnych. Kluczowym problemem jest lepsze wykazanie, że wahania stałej słonecznej są uwarunkowane zmianami parametrów Układu Słonecznego, o czym informują dotychczasowe badania statystyczne. Umożliwi to wyodrębnienie naturalnych wahań (ociepleń i ochłodzeń) klimatu w Europie i w Polsce. Można będzie odpowiedzieć na pytanie, jaką część tendencji rosnącej temperatury powietrza (postępującego ocieplenia) można przypisać czynnikom naturalnym (wraz z erupcjami wulkanów), a jaką – czynnikom antropogenicznym (efektowi cieplarnianemu).

Ważne jest zatem określenie cykli krótkich i długich: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, poziomu Morza Bałtyckiego, a w szczególności zjawisk ekstremalnych, nasilających się podczas ociepleń klimatu: sztormów, powodzi, susz, fal upałów i mrozów, burz, trąb powietrznych itp.

Dokładniejszych badań wymaga także okresowość katastrofalnych erupcji wulkanicznych i trzęsień ziemi, zagrażających życiu

Prognozy zmian klimatu i ich sprawdzalność

Problemem badań rozwiązywanym nadal jest weryfikacja prognoz zmian klimatu Ziemi, które powstały w Zakładzie Klimatologii UW, podejmowane kilkakrotnie (przez J. Boryczkę ze współautorami) na podstawie najdłuższej w danym czasie serii obserwacyjnych temperatury powietrza z Warszawy (Okęcie), tj. od 1779 roku i opadów atmosferycznych od 1813 – do roku 1979.

Zweryfikowano najwcześniejsze prognozy zmian wartości średnich miesięcznych, sezonowych lub rocznych temperatury powietrza w Warszawie – 1779-1979 (Boryczka, 1984, Boryczka i in., 1992) i 1779-1990 (Boryczka i in., 2000)

Weryfikacja tych prognoz polega zatem na zbadaniu synchroniczności przebiegów (koincydencji ekstremów) wartości temperatury zmierzonych (T) i prognozowanych ($f(t)$), z zastosowaniem odpowiednich testów statystycznych..

Porównano zmierzone wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęciu w latach 1951-2010 z prognozowanymi z wyprzedzeniem 31 lat i 20 lat. Dobrą sprawdzalnością cechują się prognozy temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980-2010 i 1991-2010 z 1984 i 2000 roku, według cykli wykrytych metodą „sinusoid regresji” w seriach wyników pomiarów w Warszawie-Observatorium Astronomiczne w latach 1779-1979.

Porównano też zmierzone sumy opadów atmosferycznych w Warszawie (Okęcie) w latach 1951-2010 z prognozowanymi z wyprzedzeniem 31 lat i 20 lat. Dobrą sprawdzalnością cechują się prognozy opadów w Warszawie na lata 1980-2010 i 1991-2010 z 1993 i 2000 roku, według cykli wykrytych metodą „sinusoid regresji” w seriach wyników pomiarów.

Zweryfikowano również prognozy zmian temperatury powietrza w innych miejscach Europy, wybierając niektóre spośród 40 miast Europy, opublikowane w 3 tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*: zima i lato (Boryczka i in., 2003), styczeń i lipiec (Boryczka i in., 2005) oraz rok (Stopa-Boryczka i in., 2007). Do wybranych miejsc należą: środkowa Anglia (1659-1993), Greenwich (1659-1969), Paryż (1767-1995), Berlin (1769-1990), Moskwa (1780-2002), Sztokholm (1756-1994) i Rzym (1811-1989).

Szczególną uwagę zwrócono na prognozy zmian temperatury powietrza w zimie i styczniu, ze względu na postępujące ocieplenie klimatu Europy. Do weryfikacji wykorzystano późniejsze wyniki pomiarów na stacjach: Warszawa (Okęcie, 1951-2015), Londyn (Gatwick, 1951-2012), Paryż (Montsouris, 1951-2011), Berlin (1951-2012), Moskwa (1951-2012), Sztokholm (1951-2012) i Rzym (1951-2012).

Ta pozytywna ocena prognoz wynika z synchronicznych przebiegów wieloletnich zmierzonych i obliczonych wartości temperatury (wypadkowa interferencji cykli), a także z istotnych statystycznie związków korelacyjnych (na poziomie ufności 95%).

Fale ciepła i chłodu w przebiegu rocznym temperatury powietrza

Przebieg roczny temperatury powietrza w Warszawie (Okęcie) w latach 1951-2010 zależy od cyklu rocznego aktywności Słońca, spowodowanego ruchem obrotowym Słońca wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^{\circ}45'$ do płaszczyzny ekliptyki (od 25,04 dni na równiku i 31 w pobliżu biegunów).

Fale chłodu ($\Delta T < 0$) i ciepła ($\Delta T \geq 0$) zdefiniowano jako odchylenia ΔT średnich dobowych zmierzonych wartości temperatury (T) od sinusoidy regresji $f(t)$ o okresie 365.25 dni. Na ogół fale chłodu występują przy małej aktywności Słońca obserwowanej z Ziemi, a fale ciepła – przy dużych liczbach Wolfa. Maksimum cyklu rocznego temperatury powietrza T jest opóźnione o prawie 1 miesiąc względem maksimum deklinacji Słońca.

Wzrost średniej dobowej temperatury powietrza T w miesiącach od stycznia do połowy lipca wywołany jest nie tylko wzrostem deklinacji Słońca, lecz także wzrostem aktywności Słońca (liczb Wolfa W), a jej późniejszy spadek do grudnia – dodatkowo mniejszą aktywnością Słońca.

Rekonstrukcja i prognoza zmian klimatu Ziemi w czasie od -1 000 000 BP do 1 000 000 AD

W celu określenia wahań klimatu Ziemi w przeszłości, teraźniejszości i w przyszłości obliczono dobowe sumy promieniowania słonecznego m.in. i marzec-wrzesień (III-IX) na górnej granicy atmosfery, wzdłuż równoleżnika $\varphi = 65^{\circ}N$ – według okresowych zmian parametrów orbity Ziemi.

Duże znaczenie poznawcze ma rekonstrukcja (od 1 000 000 lat BP) i prognoza (do 1 000 000 lat AD) klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^{\circ}N$.

Ważnych informacji o zmianach klimatu Ziemi dostarczyła zawartość izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniu lodowym wyspy Devon (Arktyka Kanadyjska) – od 110 977 lat. Zmiany klimatu Ziemi (od -500 000 BP do 500 000 AD) opracowano na podstawie interferencji 11 „najsilniejszych” cykli izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniu lodowym.

Interesująca jest koincydencja ekstremów przebiegów wiekowych zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon otrzymanych z interferencji cykli z sumami promieniowania słonecznego w okresie III-IX i zmianami stężenia CO_2 w atmosferze i paleotemperatury w ciągu ostatnich 160 000 lat na podstawie rdzeni lodowych na stacji Vostok (WMO, 1990).

Ponadto określono zmiany klimatu Ziemi (od -25 000 BP do 25 000 AD) według substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziora Gościąg. i wykazano wpływ koncentracji masy planet Układu Słonecznego na aktywność Słońca i erupcje wulkanów.

Postęp w badaniach zmian klimatu Ziemi i ich przyczyn był możliwy dzięki zastosowaniu metody „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998) wyznaczania okresów (widm) zmiennych przyrodniczych.

Stan badań współczesnych zmian klimatu Ziemi w publikacjach Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego

Tom XXX. *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizyczno geograficznego*. J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego można uznać za syntezę dotychczasowych badań wpływu czynników geograficznych na klimat w różnych skalach przestrzennych.

W podwójnym tomie **XXXI-XXXII** *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. pt. *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski* główny akcent położono na modele empiryczne, aproksymujące pola zmiennych klimatologicznych i modele zmian czasowych klimatu. Szczególną uwagę zwrócono na cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny, tendencje wiekowe zmian klimatu i prognozy zmian klimatu w XXI wieku oraz ich sprawdzalność (weryfikację).

Prezentowany Tom. **XXXIII** *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja* zawiera istotne wyniki badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy.

Szczególne znaczenie mają cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny, tendencje wiekowe, rekonstrukcje i prognozy zmian w XXI wieku oraz ich sprawdzalność (weryfikacja).

Istotne wyniki badań w zakresie przyczyn zmian klimatu zawiera książka J. Borczycki pt. **Zmiany klimatu Ziemi** , Wyd. WGSR UW, 2015, ss. 280 (wydanie drugie rozszerzone)*. Książka jest poświęcona głównie naturalnym (cyklicznym) wahaniom klimatu Ziemi. Zawiera także prognozy zmian klimatu Europy do końca XXI wieku według pomiarów temperatury powietrza i danych dendrologicznych oraz ich weryfikację.

**Zmiany klimatu Ziemi* , Wyd. Akad. DIALOG, 1998, ss. 166 (wydanie pierwsze)

IV. METODY STATYSTYCZNE ZASTOSOWANE W MODELOWANIU PRZESTRZENNYCH I CZASOWYCH ZMIAN KLIMATU EUROPY

4.1. Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych wielomianami regresji względem φ, λ, H

Wprowadzenie

Inicjatorem opisu pola temperatury powietrza w Polsce równaniem zastosowanym w interpolacji, przy kreśleniu mapy anomalii temperatury, był prof. Romuald. Gumiński. Metodę przedstawiono w publikacji *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce*, Przegląd Meteorologiczny i Hydr., z.1, 1948 i [w:] *Prace i Studia Geograficzne, Z badań klimatu Polski*, t. 22, 1998, Wyd. UW. Wychodząc z założenia, że wartość średnia temperatury powietrza jest funkcją położenia geograficznego (φ, λ) i wysokości nad poziomem morza (h), obok których wywierają wpływ czynniki regionalny i lokalny (N). Przyjęto, że średnia temperatury (t) jest określona wzorem – str.77, mapa–str 80):

$$t = \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi}\right) \Delta\varphi + \left(\frac{\partial f}{\partial h}\right) \Delta h + N = df + N$$

Trzeba zauważyć, że dwa pierwsze składniki w tym wzorze są różniczką zupełną df funkcji dwóch zmiennych $f(\varphi, h)$.

Tereny na których różnice N przekroczyły $+0,4^\circ$ uważano za tereny o dodatniej anomalii termicznej, zaś tereny gdzie różnice N spadły poniżej $-0,4^\circ$ – o anomalii termicznej ujemnej. Wartości średnie temperatury w granicach od $0,4$ do $-0,4$ uważano za normalne.

Ten kierunek badań jest kontynuowany w Zakładzie Klimatologii UW, głównie w kolejnych 33 tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* i innych publikacjach (M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka i in.).

Pola zmiennych (elementów) klimatologicznych (y, φ, λ, H) w Polsce i Europie aproksymowano równaniami $y = f(\varphi, \lambda, H)$ prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji oraz wielomianami regresji 4 stopnia względem trzech współrzędnych: szerokości geograficznej (φ), długości geograficznej (λ) i wysokości nad poziomem morza (H) (wg danych 1951-1960 oraz 1931-1960 i 1961-1990 (CLINO, 1962, 1971).

Gradient pola – składowe horyzontalne $\vec{\Gamma}$ i $\vec{\gamma}$

Gradient pola $f(\varphi, \lambda, H)$ – to wektor, którego składowymi są pochodne cząstkowe funkcji $f(\varphi, \lambda, H)$ względem φ, λ, H :

$$\text{grad } f(\varphi, \lambda, H) = \left[\frac{\partial f}{\partial \varphi}, \frac{\partial f}{\partial \lambda}, \frac{\partial f}{\partial H} \right]$$

Przyjęto nazwy:

$\frac{\partial f}{\partial \varphi}$ – gradient południkowy, $\frac{\partial f}{\partial \lambda}$ – równoleżnikowy, $\frac{\partial f}{\partial H}$ – hipsometryczny

Jeżeli pole temperatury powietrza $y = f(\varphi, \lambda, H)$ aproksymujemy równaniem hiperpłaszczyzny regresji:

$$T = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$$

to wtedy otrzymuje się stały (przestrzennie) średni na obszarze Europy (Polski) – gradient

$$\text{grad } T = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right] = [a_1, a_2, a_3]$$

Jego składowe – to gradienty horyzontalne: a_1 – południkowy ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$) i a_2 – równoleżnikowy ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$) oraz a_3 – gradient hipsometryczny (pionowy, $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

Gradient horyzontalny $\vec{\Gamma}$ temperatury powietrza ma współrzędne:

$$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right] = [a_1, a_2]$$

Jeżeli współrzędne geograficzne φ, λ wyrazimy w setkach km: $\Phi = 1,111 \varphi^{\circ}$, $\Lambda = 1,111 \lambda^{\circ} \cos \varphi^{\circ}$, to funkcja aproksymująca $y = f(\Phi, \Lambda, H)$ umożliwi wyznaczenie gradientu horyzontalnego

$$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial f}{\partial \Phi}, \frac{\partial f}{\partial \Lambda} \right]$$

którego składowe $\frac{\partial f}{\partial \Phi}, \frac{\partial f}{\partial \Lambda}$ i jego długość

$$|\vec{\Gamma}| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial \Phi}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial \Lambda}\right)^2}$$

są wyrażone w $^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$.

Tak wyznaczony gradient horyzontalny $\vec{\Gamma}$ jest „zredukowany” do poziomu morza – nie zależy od wysokości terenu.

Istotne znaczenie w badaniach oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy ma azymut astronomiczny gradientu horyzontalnego $\vec{\Gamma}$ – jego odchylenie a od południka miejscowego. Koniec wektora wskazuje wzrost temperatury powietrza. Jeżeli pole temperatury powietrza nie jest zdeformowane to gradient horyzontalny $\vec{\Gamma}$ jest skierowany na południe $a = 0^{\circ}$ (zasada strefowości klimatu).

Funkcja aproksymująca $y = F(\Phi, \Lambda)$ – bez wysokości nad poziomem morza H umożliwi wyznaczenie gradientu horyzontalnego $\vec{\gamma}$ – zależnego od wysokości H nad poziomem morza:

$$\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$$

Azymut astronomiczny A tego wektora zależy od rzeźby terenu. Gradient horyzontalny

$\vec{\gamma}$ (jego zwrot) wskazuje kierunek wzrostu temperatury powietrza mierzonej na powierzchni Ziemi (Europy, Polski).

Gradient pola temperatury powietrza w każdym punkcie powierzchni Europy wyznaczono z wielomianu regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$:

$$\text{grad } f(\Phi, \Lambda, H) = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right]$$

względem szerokości i długości geograficznej Λ oraz wysokości nad poziomem morza H . We wzorach Φ i Λ wyrażono w setkach km, a wysokość H – w setkach m (hm).

W tomie VI Atlasu (Stopa-Boryczka i in., 1990) zdefiniowano miary astrefowości i deformacji pola temperatury przez rzeźbę terenu: a – wskaźnik astrefowości oraz kątowny A - a i wektorowy wskaźnik deformacji $\vec{\gamma} - \vec{\Gamma}$

Jeżeli teren jest równiną, to wtedy $\vec{\gamma} - \vec{\Gamma} = 0$ i $A - a = 0$.

Gradyenty horyzontalne $\vec{\Gamma}$, $\vec{\gamma}$ – średnie na całym obszarze Europy (Polski) są określone przez równania hiperpłaszczyzn regresji i płaszczyzn regresji:

$$T = f(\Phi, \Lambda, H) = a_0 + a_1\Phi + a_2\Lambda + a_3H$$

$$T = F(\Phi, \Lambda) = A_0 + A_1\Phi + A_2\Lambda$$

Ich składowymi są współczynniki regresji wielokrotnej $\vec{\Gamma} = [a_1, a_2]$, $\vec{\gamma} = [A_1, A_2]$

Pola zmiennych klimatologicznych $y = f(\varphi, \lambda, H)$ aproksymowano równaniami płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji oraz wielomianami regresji 4. stopnia trzech współrzędnych położenia (φ, λ, H) (wg danych 1931-1960 i 1961-1990, (CLINO, 1962, 1971).

Przykład 1. Gradyenty horyzontalne i hipsometryczne temperatury powietrza w Polsce

Pole temperatury powietrza w Polsce w latach 1951-1960 aproksymowano równaniem hiperpłaszczyzny regresji

$$y = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$$

gdzie: φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna, H – wysokość nad poziomem morza (tab.1).

Tabela 1. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury powietrza (T) względem szerokości geograficznej φ , długości geograficznej λ i wysokości nad poziomem morza H w Polsce (1951-1960), R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora

Table 1. Equations of hiperplanes of regressions of air temperature variables (T) with respect φ, λ, H in Poland (1951-1960), R – coefficient of the multiple correlation and F_{obl}

	$T = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$	R	F_{obl}
Półrocze chłodne	$T = -0,339\varphi - 0,240\lambda - 0,435H + 24,27$	0,96	210,5
Półrocze ciepłe	$T = -0,531\varphi + 0,057\lambda - 0,632H + 41,28$	0,95	479,0
Rok	$T = -0,440\varphi - 0,093\lambda - 0,534H + 33,04$	0,99	692,2

Średnie pole temperatury powietrza (T) w Polsce charakteryzują gradienty horyzontalne: południkowy a_1 , równoleżnikowy a_2 i hipsometryczny a_3 .

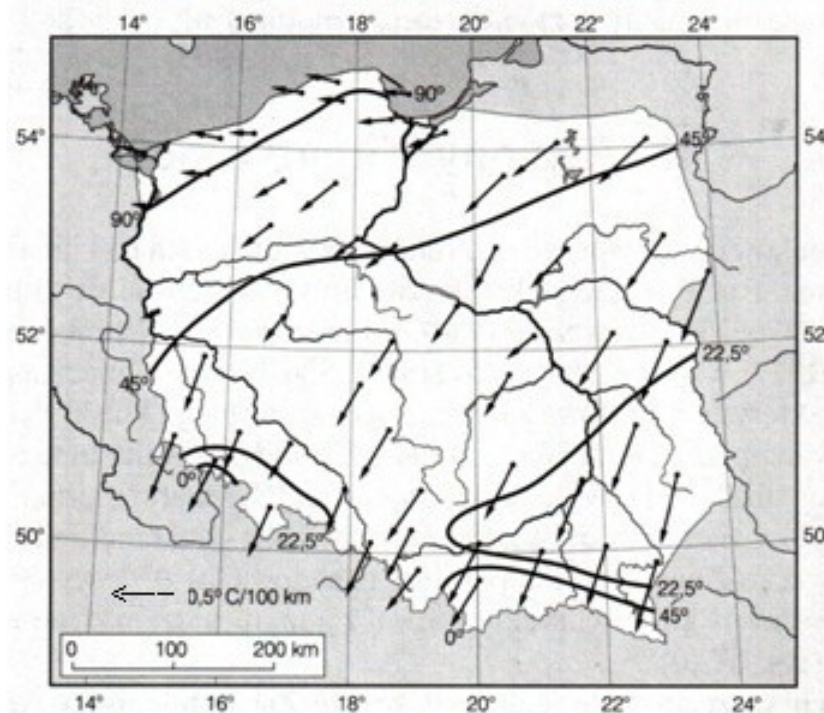
Równania sinusoid o częstości $\omega = \frac{2\pi}{365,25}$, które opisują przebieg roczny gradientów temperatury powietrza: a_1, a_2, a_3 i wartości współczynnika korelacji R zestawiono w tab. 2.

Tabela 2. Sinusoidy przebiegu rocznego gradientów temperatury powietrza (T): południkowego a_1 , równoleżnikowego a_2 , i hipsometrycznego a_3

Table 2. The annual variation of gradients of air temperature: longitudinal (a_1), latitudinal (a_2) and hypsometric (a_3)

	R
$a_1 = -0,408 + 0,198 \sin(\omega t + 2,139)$	0,838
$a_2 = -0,047 + 0,219 \sin(\omega t - 1,777)$	0,940
$a_3 = -0,536 + 0,154 \sin(\omega t - 1,686)$	0,966

Na przykład średnie pole temperatury powietrza w zimie w Polsce (1951-1960) charakteryzują wektory $\vec{\Gamma}$ na rys.1.



Rys. 1. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego-morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce (półrocze chłodne X-III). Izarytmy odchyżeń (α) gradientów horyzontalnych (wektorów wg wielomianów 4-go stopnia) $\vec{\Gamma} = [a_1, a_2]$ od południków

Fig. 1. Zones of maritime polar air masses effects on the air temperature field in Poland (X-III).

The horizontal gradients of air temperature $\vec{\Gamma} = [a_1, a_2]$ in Poland

Przykład 2. Gradienty horyzontalne i hipsometryczne temperatury powietrza w Europie.

Średnie wartości gradientów: południkowego a_1 , równoleżnikowego a_2 i hipsometrycznego a_3 w poszczególnych porach roku wraz z współczynnikiem determinacji

$$R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2},$$

gdzie ε^2 – wariancja resztkowa, s^2 – wariancja zmiennej y , zestawiono w tab. 3.

Tabela 3. Gradienty temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990: południkowy (a_1 °C/1°φ), równoleżnikowy (a_2 °C/1°λ) i hipsometryczny (a_3 °C/100m), (R^2 – współczynnik determinacji, R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 3. Gradients of air temperature in Europe in years 1961-1990: longitudinal (a_1 °C/1°φ), latitudinal (a_2 °C/1°λ) and hypsometric (a_3 °C/100 m), (R^2 – coefficient of the determination, R – coefficient of the multiple correlation)

	a_1	a_2	a_3	R^2 (%)	R
Zima	-0,660	-0,192	-0, 53	86,12	0,928
Wiosna	-0,559	-0,033	-0, 52	86,03	0,927
Lato	-0,526	0,087	-0, 49	84,86	0,921
Jesień	-0,624	-0,037	-0, 47	87,40	0,935
Rok	-0,592	-0,044	-0, 50	86,10	0,928

Tak zdefiniowane gradienty oddzielają w każdym miejscu wpływ szerokości geograficznej φ (lub Φ), długości geograficznej λ (lub Λ) – odległości od Oceanu Atlantyckiego) i wysokości nad poziomem morza (H). Szczególnym przypadkiem jest wielomian regresji pierwszego stopnia tj. równanie hiperpłaszczyzny regresji, które określa średnie gradienty poziome (w °C/100km): południkowy A_1 i równoleżnikowy A_2 oraz hipsometryczny A_3 (°C/100m):

$$T = A_0 + A_1\Phi + A_2\Lambda + A_3H$$

Składowe [A_1, A_2, A_3] gradientu pola temperatury powietrza w Europie w poszczególnych porach roku i roku zestawiono w tabeli 4.

Tabela 4. Gradienty temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990: południkowy (A_1 °C/100km), równoleżnikowy (A_2 °C/100km) i hipsometryczny (A_3 °C/100m) (R^2 – współczynnik determinacji, R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 4. Gradients of air temperature in Europe in years 1961-1990: longitudinal (A_1 °C/100km), latitudinal (A_2 °C/100km and hypsometric (A_3 °C/100m), (R^2 – coefficient of the determination, R – coefficient of the multiple correlation)

	A_1	A_2	A_3	R^2 %	R
Zima	-0,682	-0,242	-0,5	83,68	0,92
Wiosna	-0,516	-0,033	-0,5	87,28	0,93
Lato	-0,431	0,1164	-0,5	86,21	0,93
Jesień	-0,578	-0,044	-0,5	88,15	0,94
Rok	-0,552	-0,051	-0,5	89,97	0,95

Gradyenty horyzontalne:

$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda} \right]$ – to wektory na mapie (rys. 2), które określają kierunek wzrostu temperatury powietrza na obszarze Europy.

W przypadku zimy wyznaczono je z wielomianu regresji 4. tego stopnia:

$$T = f(\Phi, \Lambda, H) =$$

$$T = -0,0003902\Phi + 0,003456\Lambda - 0,01662H - 0,03208\Phi^2 + 0,03972\Phi\Lambda - 0,01204\Lambda^2 + 0,0007182\Lambda H - 0,003197H^2 + 0,0005909\Phi^3 - 0,001467\Phi^2\Lambda - 0,008975\Phi^2H + 0,0008215\Phi\Lambda^2 + 0,006083\Phi\Lambda H - 0,001445\Phi H^2 - 0,002473\Lambda^3 - 0,002251\Lambda^2H - 0,004735\Lambda H^2 + 0,001200H^3 - 0,00000326\Phi^4 + 0,00001205\Phi^3\Lambda + 0,00000870\Phi^3H - 0,00001955\Phi^2\Lambda^2 - 0,0001333\Phi^2\Lambda H + 0,00007796\Phi^2H^2 + 0,00004013\Phi\Lambda^3 + 0,0004342\Phi\Lambda^2H + 0,00006192\Phi\Lambda H^2 - 0,0001279\Phi H^3 + 0,00000351\Lambda^4 + 0,0001095\Lambda^3H + 0,00000174\Lambda^2H^2 + 0,00006381\Lambda H^3 + 0,00006402H^4 + 34,34$$

Istotne są odchylenia gradientów horyzontalnych $\vec{\Gamma} = [a_1, a_2]$ (wektorów) od południka (S), tj. ich azymuty astronomiczne w poszczególnych miesiącach

$$\alpha^\circ = \arctg\left(\frac{a_2}{a_1}\right)$$



Rys. 2. Gradyenty horyzontalne temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ w Europie (1961-1990) – Zima

Fig. 2. Horizontal gradients of air temperature $\vec{\Gamma}$ in Europe – winter

Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn i wielomianów regresji wyższego stopnia zmiennej y względem φ, λ, H

Równanie hiperpłaszczyzny regresji zmiennej zależnej (y) względem k zmiennych nie-

zależnych x_1, x_2, \dots, x_k – w zapisie macierzowym $x = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ x_k \end{bmatrix}$

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_k x_k$$

wyznacza się z warunku, by suma kwadratów odchyleń ε_i (reszt) była najmniejsza:

$$y_i = a_0 + a_1 x_{1i} + a_2 x_{2i} + \dots + a_k x_{ki} + \varepsilon_i$$

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 - \min$$

Współczynniki regresji wielokrotnej a_1, a_2, \dots, a_k – niewiadome $a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_k \end{bmatrix}$ otrzymuje się

z układu równań normalnych

$$\begin{aligned} s_{11}^2 a_1 + s_{12} a_2 + \dots + s_{1k} a_k &= s_{1y} \\ s_{21} a_1 + s_{22}^2 a_2 + \dots + s_{2k} a_k &= s_{2y} \\ \dots & \dots \\ s_{k1} a_1 + s_{k2} a_2 + \dots + s_{kk}^2 a_k &= s_{ky} \end{aligned}$$

Układ równań normalnych można zapisać inaczej wprowadzając macierze kowariancji S i jednokolumnową S_y

$$S = \begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 \end{bmatrix}, \quad S_y = \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{ky} \end{bmatrix}$$

gdzie s_{11}^2 – wariancja zmiennej x_1 , s_{12} – kowariancja zmiennych x_1 i y itd.

,

$$s_{11}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{1i}^2 - \bar{x}_1^2, \quad s_{12} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{1i} x_{2i} - \bar{x}_1 \bar{x}_2$$

,

W zapisie macierzowym układ równań normalnych ma postać

$$\begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{ky} \end{bmatrix}$$

Jego rozwiązaniem jest

$$a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_k \end{bmatrix} = S^{-1} S_y = \begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{ky} \end{bmatrix}$$

gdzie $S^{-1} = \frac{1}{|S|} M^T$ – macierz odwrotna kowariancji, M^T – macierz transponowana dopełnień algebraicznych $|S|$.

Wyraz wolny a_0 otrzymuje się z równania, po wstawieniu do niego współrzędnych środka zbioru punktów empirycznych (średnich arytmetycznych $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_k, \bar{y}$):

$$\bar{y} = a_0 + a_1 \bar{x}_1 + \dots + a_k \bar{x}_k$$

Równanie hiperpłaszczyzny regresji standaryzowane można otrzymać bezpośrednio zamieniając macierze kowariancji S i S_y na macierze korelacji R i R_y oraz macierz odwrotną kowariancji S^{-1} na macierz odwrotną korelacji R^{-1} :

$$R = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1k} \\ r_{21} & 1 & \dots & r_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{k1} & r_{k2} & \dots & 1 \end{bmatrix}, \quad R_y = \begin{bmatrix} r_{1y} \\ r_{2y} \\ \dots \\ r_{ky} \end{bmatrix}$$

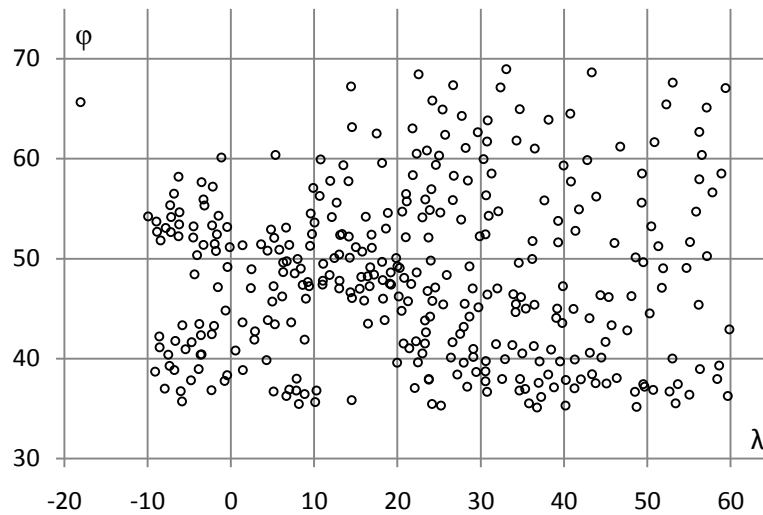
gdzie elementami macierzy korelacji R i R_y są odpowiednie współczynniki korelacji

np. $r_{12} = \frac{s_{12}}{s_{11}s_{22}}$, gdzie $s_{11} = \sqrt{s_{11}^2}$ – odchylenie standardowe zmiennej x_1 .

Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn regresji z zastosowaniem macierzy odwrotnej kowariancji S^{-1}

Przykład 3. Aproksymacja pola temperatury powietrza w Europie hiperpłaszczyzną regresji – gradient pola (1961-1990, VI-VIII)

Równania hiperpłaszczyzn regresji przykładowo wyznaczono na podstawie wyników pomiarów temperatury powietrza z $n = 350$ stacji meteorologicznych w Europie (1961-1990) (rys. 3).



Rys. 3. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Europie (1961-1990)
Fig. 3. Location of meteorological station in Europe (1961-1990)

Najpierw obliczono elementy macierzy kowariancji S i macierzy jednokolumnowej S_y :

$$S = \begin{bmatrix} 69,98991 & 0,264401 & -1152,362906 \\ 0,264401 & 345,7169 & 816,774945 \\ -1152,362906 & 816,7749 & 207741,703 \end{bmatrix}, \quad S_y = \begin{bmatrix} -31,0605 \\ 25,77981 \\ -351,34 \end{bmatrix}$$

Z iloczynu macierzy $a = S^{-1} S_y$ otrzymano współczynniki regresji wielokrotnej

$$S^{-1} = \begin{bmatrix} 0,01574047 & -0,00022037 & 0,00008818 \\ -0,00022037 & 0,00292275 & -0,00001271 \\ 0,00008818 & -0,00001271 & 0,00000535 \end{bmatrix}, \quad a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -0,5255687 \\ 0,0866594 \\ -0,00494733 \end{bmatrix}$$

i obliczono wyraz wolny

$$a_0 = \bar{y} - a_1 \bar{x}_1 - a_2 \bar{x}_2 - \dots - a_k \bar{x}_k$$

gdzie $\bar{y} = \bar{T} = 18,9052 \text{ } ^\circ\text{C}$ oraz

$$\bar{x} = \begin{bmatrix} \bar{x}_1 \\ \bar{x}_2 \\ \bar{x}_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{\varphi} \\ \bar{\lambda} \\ \bar{H} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 48,32797143^\circ \\ 22,24088571^\circ \\ 273,0265714 \text{ m} \end{bmatrix}$$

Równanie hiperpłaszczyzny regresji ma postać

$$T = -0,525568714\varphi + 0,086659413\lambda - 0,004947331 H + 43,72824$$

Współczynnik korelacji wielokrotnej $R = \left(1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}\right)^{0,5}$

wynosi $R=0,928891$, gdyż wariancja resztkowa $\varepsilon^2=3,226422199$, a wariancja temperatury (y): $s^2=23,52309067$.

Składowe gradientu pola temperatury powietrza w Europie w lecie wynoszą:

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1 = -0,5255687 \text{ } ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi \text{ – południkowa}$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2 = 0,0866594 \text{ } ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda \text{ – równoleżnikowa}$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 = -0,0049473 \text{ } ^\circ\text{C}/1\text{m} \text{ – hipsometryczna}$$

Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn regresji z zastosowaniem programu REGLINP (Excel 2007)

Stosując ten program (polecenie: jednocześnie **Shift, Ctrl, Ok**) otrzymuje się wpis do zaznaczonej a priori tablicy (o 4 kolumnach i 5 wierszach). Pierwszy wiersz zawiera współczynniki regresji wielokrotnej w odwrotnej kolejności a_3, a_2, a_1 do kolumn danych x_1, x_2, x_3 , i na końcu wiersza wyraz wolny a_0 :

$$T = -0,525568714\varphi + 0,086659\lambda - 0,00495H + 43,72824$$

-0,00495	0,086659	-0,525568714	43,72824
0,000223	0,005221	0,012115218	0,620632
0,86284	1,806577	-	-
725,5356	346	-	-
7103,835	1129,247	-	-

Znając współczynnik determinacji $R^2=0,86284$ (trzeci wiersz, pierwsza kolumna) można obliczyć współczynnik korelacji wielokrotnej: $R=(0,86284)^{0,5}=0,92889$

Równania hiperpłaszczyzn regresji T względem φ, λ, H , opisujące główne cechy średniego pola temperatury powietrza w Europie w poszczególnych porach roku, półroczach i roku (według programu REGLINP) zestawiono w tab. 5.

Tabela 5. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury powietrza (T) względem φ, λ, H w Europie (1961-1990)

Table 5. Equations of hiperplanes of regressions of air temperature variables in Europe (T) with respect φ, λ, H (1961-1990)

	$T = a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H + a_0$					R^2		
Wiosna	-0,559109	φ	-0,03249	λ	-0,00516	H	+37,95501	0,8791
Lato	-0,525569	φ	0,08666	λ	-0,00495	H	+43,72824	0,8628
Jesień	-0,623743	φ	-0,03677	λ	-0,00469	H	+42,45324	0,8846
Zima	-0,660151	φ	-0,19220	λ	-0,00526	H	+37,89475	0,8690
Półrocze chłodne	-0,641247	φ	-0,13909	λ	-0,00503	H	+38,77597	0,8833
Półrocze ciepłe	-0,543047	φ	0,05166	λ	-0,00500	H	+42,2407	0,8886
Rok	-0,592160	φ	-0,04373	λ	-0,00501	H	+40,5104	0,9060

Wyznaczanie wielomianów regresji 2, 3, i 4. stopnia zmiennej y względem φ, λ, H – z zastosowaniem macierzy odwrotnej kowariancji S^{-1}

Wielomian regresji 4. Stopnia zmiennej y względem trzech współrzędnych położenia: szerokości geograficznej φ , długości geograficznej λ i wysokości nad poziomem morza H ma 34 wyrazów:

$$\begin{aligned}
 y = & a_1 \varphi & + a_2 \lambda & + a_3 H & + a_4 \varphi^2 & + a_5 \varphi \lambda & + a_6 \lambda^2 \\
 & + a_7 \lambda H & + a_8 H^2 & + a_9 \varphi^3 & + a_{10} \varphi^2 \lambda & + a_{11} \varphi^2 H & + a_{12} \varphi \lambda^2 \\
 & + a_{13} \varphi \lambda H & + a_{14} \varphi H^2 & + a_{15} \lambda^3 & + a_{16} \lambda^2 H & + a_{17} \lambda H^2 & + a_{18} H^3 \\
 & + a_{19} \varphi^4 & + a_{20} \varphi^3 \lambda & + a_{21} \varphi^3 H & + a_{22} \varphi^2 \lambda^2 & + a_{23} \varphi^2 \lambda H & + a_{24} \varphi^2 H^2 \\
 & + a_{25} \varphi \lambda^3 & + a_{26} \varphi \lambda^2 H & + a_{27} \varphi \lambda H^2 & + a_{28} \varphi H^3 & + a_{29} \lambda^4 & + a_{30} \lambda^3 H \\
 & + a_{31} \lambda^2 H^2 & + a_{32} \lambda H^3 & + a_{33} H^4 & + a_0 & &
 \end{aligned}$$

W przypadku np. wielomianu 4. stopnia, zależność nieliniowa sprowadzana jest do regresji liniowej – w przestrzeni 34 wymiarowej nowych zmiennych $Z = [z_1, z_2, \dots, z_{33}]^T$: Po zestawieniu wyników pomiarów w czterech kolumnach: φ, λ, H, y tworzymy dodatkowych 30 kolejnych kolumn: $\varphi, \lambda, H, \varphi^2, \varphi \lambda, \dots, H^4, y$, tj. nowych danych $z_1, z_2, \dots, z_{33}, y$.

$$\begin{aligned}
 y = & a_1 z_1 & + a_2 z_2 & + a_3 z_3 & + a_4 z_4 & + a_5 z_5 & + a_6 z_6 \\
 & + a_7 z_7 & + a_8 z_8 & + a_9 z_9 & + a_{10} z_{10} & + a_{11} z_{11} & + a_{12} z_{12} \\
 & + a_{13} z_{13} & + a_{14} z_{14} & + a_{15} z_{15} & + a_{16} z_{16} & + a_{17} z_{17} & + a_{18} z_{18} \\
 & + a_{19} z_{19} & + a_{20} z_{20} & + a_{21} z_{21} & + a_{22} z_{22} & + a_{23} z_{23} & + a_{24} z_{24} \\
 & + a_{25} z_{25} & + a_{26} z_{26} & + a_{27} z_{27} & + a_{28} z_{28} & + a_{29} z_{29} & + a_{30} z_{30} \\
 & + a_{31} z_{31} & + a_{32} z_{32} & + a_{33} z_{33} & + a_0 & &
 \end{aligned}$$

Współczynniki regresji wielokrotnej $a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_{33} \end{bmatrix}$ wyznaczano analogicznie

jak poprzednio – teraz dla zmiennych z_1, z_2, \dots, z_{33}

$$a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{k33}^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{33y} \end{bmatrix}$$

otrzymuje się równanie hiperpłaszczyzny regresji zmiennej zależnej y względem 33 zmiennych niezależnych z_1, z_2, \dots, z_{33} :

$$y = a_1 z_1 + a_2 z_2 + \dots + a_{33} z_{33} + a_0$$

Wielomian regresji 4. stopnia y względem φ, λ, H otrzymano powracając do pierwotnych współrzędnych φ, λ, H .

W przypadku wielomianów regresji 2., 3. i 4. stopnia, za jednostką wysokości nad poziomem morza H przyjmowano 100 m (hm), żeby zmniejszyć wartości wariancji i kowariancji macierzy S .

Przykład 4. Aproksymacja pola temperatury powietrza w Europie wielomianem regresji 2. stopnia (1961-1990, VI-VIII)

Wielomian regresji 2. stopnia zmiennej y względem φ, λ, H :

$$y = a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H + a_4 \varphi^2 + a_5 \varphi \lambda + a_6 \lambda^2 + a_7 \lambda H + a_8 H^2 + a_9$$

wyznaczamy, sprowadzając regresję nieliniową do liniowej y względem z_1, z_2, \dots, z_9 . Współczynnikami regresji a_1, a_2, \dots, a_9 tej hiperpłaszczyzny regresji są elementy macierzy (tablicy z wynikami obliczeń) pierwszego wiersza w odwrotnej kolejności

$$y = -0,009630963 z_1 - 0,003087824 z_2 - 0,000334306 z_3 - 0,026524097 z_4 - 0,000923188 z_5 + 0,004520249 z_6 + 0,928717092 z_7 + 0,14194585 z_8 + 0,900404874 z_9 + +50,805688000$$

Tablica z wynikami obliczeń – po „komendzie”: **Jednocześnie Shift, Ctrl, Ok.**

A	B	C	D	E	...
-0,009630963	-0,003087824	-0,000334306	-0,026524097	-0,000923188	...
0,00238014	0,001535288	0,000240159	0,005237484	0,000601202	...
0,896035194	1,586663859	-	-	-	...
325,5930503	340	-	-	-	...
7377,130988	855,9507484	-	-	-	...

cd

	F	G	H	I	J
...	0,004520249	0,928717092	0,141945858	-0,900404874	50,805688
...	0,001240567	0,24193255	0,031549508	0,123566096	3,09062651
...	-	-	-	-	-
...	-	-	-	-	-
...	-	-	-	-	-

Wielomian regresji 2. stopnia temperatury powietrza T względem φ, λ, H , gdzie wysokość nad poziomem morza H wyrażono w hm ma postać:

$$T = -0,009630963 \varphi - 0,003087824 \lambda - 0,000334306 H - 0,026524097 \varphi^2 - 0,000923188 \varphi \lambda + 0,004520249 \varphi H + 0,928717092 \lambda^2 + 0,141945858 \lambda H + 0,900404874 H^2 + 50,805688000$$

Gradient pola temperatury powietrza (T) w Europie w latach 1961-1990 według wielomianu regresji 2. stopnia jest zmienny na obszarze Europy. Jego składowe: $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ – południkowa

($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$), $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ – równoleżnikowa ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$) i $\frac{\partial T}{\partial H}$ – hipsometryczna ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) zależą liniowo od współrzędnych położeni φ, λ, H :

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = -0,009630963 - 2 \cdot 0,026524097 \varphi - 0,000923188 \lambda + 0,004520249 H$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = -0,003087824 - 0,000923188 \varphi + 2 \cdot 0,928717092 \lambda + 0,141945858 H$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = -0,000334306 + 0,004520249 \varphi + 0,141945858 \lambda + 2 \cdot 0,900404874 H$$

4.2. Aproxymacja pól zmiennych klimatologicznych hiperpłaszczyzną główną – elipsoidalną prawdopodobieństwa

Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn głównych

Hiperpłaszczyzna główna o równaniu :

$$a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_kx_k + a_0 = 0$$

aproxymuje zbiór punktów empirycznych tak, że suma kwadratów ich odległości δ_i od niej osiąga minimum.

$$\delta_i^2 = \frac{a_1x_{1i} + \dots + a_kx_{ki} + a_0}{a_1^2 + \dots + a_k^2}$$

Jeżeli $a = (a_1, \dots, a_k)^T$ jest wektorem jednostkowym, to odległość względna (w odniesieniu do kierunku) i -tego punktu $x = (x_1, \dots, x_k)^T$ od hiperpłaszczyzny jest równa

$$\delta_i = a_1x_{1i} + a_2x_{2i} + \dots + a_kx_{ki} + a_0$$

Hiperpłaszczyznę tę wyznaczamy z warunku

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \delta_i^2 - \min$$

Trzeba rozwiązać układ k równań liniowych jednorodnych o niewiadomych a_1, \dots, a_k

$$\begin{aligned} (s_{11}^2 - \lambda)a_1 + s_{12}a_2 + \dots + s_{1k}a_k &= 0 \\ s_{21}a_1 + (s_{22}^2 - \lambda)a_2 + \dots + s_{2k}a_k &= 0 \\ \dots &\dots \\ s_{k1}a_1 + s_{k2}a_2 + \dots + (s_{kk}^2 - \lambda)a_k &= 0 \end{aligned}$$

$$\begin{bmatrix} s_{11}^2 - \lambda & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 - \lambda & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 - \lambda \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}$$

gdzie współczynniki przy niewiadomych są elementami macierzy kowariancji S np s_{11}^2 – wariancja zmiennej x_1 , s_{1k} i s_{1y} – to kowariancje zmiennych x_1, x_k i x_1, y .

Układ tych równań ma rozwiązanie niezerowe, gdy wyznacznik macierzy współczynników jest równy zeru

$$\text{Det}(S - \lambda I) = \begin{vmatrix} s_{11}^2 - \lambda & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 - \lambda & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 - \lambda \end{vmatrix} = 0, \quad I = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & 1 \end{bmatrix}$$

gdzie I – macierz jednostkowa

Jest to wielomian k . stopnia względem $a_k\lambda^k + a_{k-1}\lambda^{k-1} + \dots + a_0 = 0$. Jego pierwiastki charakterystyczne $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k$ – to wartości własne macierzy kowariancji S . Odpowia-

da im k wektorów własnych (normalnych). Tylko jeden z wektorów własnych $[a_1, a_2, \dots, a_k]$ spełnia warunek minimum odległości λ_{\min} punktów empirycznych, tj. przyporządkowany jest najmniejszemu pierwiastkowi λ_{\min} .

We współrzędnych $\Delta x_1, \Delta x_2, \dots, \Delta x_k$ o początku w środku zbioru, równanie hiperpłaszczyzny głównej ma postać

$$a_1 \Delta x_1 + a_2 \Delta x_2 + \dots + a_k \Delta x_k = 0$$

Obracając układ współrzędnych tak, żeby osi nowego układu $y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \dots \\ y_k \end{bmatrix}$ były skierowane zgodnie z wektorami własnymi macierzy kowariancji S , otrzymuje się

$$y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \dots \\ y_k \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} \Delta x_1 \\ \Delta x_2 \\ \dots \\ \Delta x_k \end{bmatrix}$$

Kolumny macierzy A są wektorami własnymi (prostopadłymi), odpowiadającymi kolejnym wartościom własnym $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k$:

$$A = \begin{bmatrix} A_{11} & A_{21} & \dots & A_{k1} \\ A_{12} & A_{22} & \dots & A_{k2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ A_{1k} & A_{2k} & \dots & A_{kk} \end{bmatrix}$$

Po przekształceniu, macierz kowariancji S przechodzi w macierz diagonalną Λ :

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_k \end{bmatrix}$$

Elementy głównej przekątnej $\lambda_1, \dots, \lambda_k$ – to wariancje nowych zmiennych y_1, y_2, \dots, y_k .

Przekształcenie to bardzo upraszcza wielowymiarowy normalny rozkład gęstości prawdopodobieństwa. W nowych zmiennych niezależnych y_1, y_2, \dots, y_k rozkład ma postać

$$f(y_1, \dots, y_k) = \frac{1}{(2\pi)^{0,5k} \sqrt{\lambda_1 \cdot \dots \cdot \lambda_k}} e^{-\frac{1}{2} \left[\frac{(y_1 - m_1)^2}{\lambda_1} + \dots + \frac{(y_k - m_k)^2}{\lambda_k} \right]}$$

gdzie: m_1, \dots, m_k – to środek populacji we współrzędnych y_1, \dots, y_k

Prawdopodobieństwo $P(y_1 \leq M_1, \dots, y_k \leq M_k)$ w rozkładzie normalnym wielowymiarowym określa dystrybuanta:

$$f(M_1, \dots, M_k) = \int_{-\infty}^{M_1} \dots \int_{-\infty}^{M_k} f(y_1, \dots, y_k) dy_1 \dots dy_k$$

Elipsoida prawdopodobieństwa zmiennych y_1, y_2, \dots, y_k ma półosie o długości:

$$\sqrt{\lambda_1}, \dots, \sqrt{\lambda_k} :$$

$$\frac{(y_1 - m_1)^2}{\lambda_1} + \dots + \frac{(y_k - m_k)^2}{\lambda_k} = const$$

Rozkład normalny gęstości prawdopodobieństwa zmiennych niezależnych y_1, y_2, \dots, y_k określa iloczyn:

$$f(y_1, y_2, \dots, y_k) = f(y_1) f(y_2) \dots f(y_k),$$

gdzie

$$f(y_j) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\lambda_j}} e^{-\frac{1}{2} \frac{(y_j - m_j)^2}{\lambda_j}},$$

a dystrybuantę rozkładu normalnego – wzór

$$F(y_M) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\lambda_j}} \int_{-\infty}^{y_M} e^{-\frac{1}{2} \frac{(y_j - m_j)^2}{\lambda_j}} dy_j$$

Przykład 1. Równanie hiperpłaszczyzny głównej aproksymujące pole temperatury powietrza w Polsce

Równania hiperpłaszczyzn głównych opisujących pole temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach w Polsce przedstawiono w tab. 1. Ponadto zestawiono standaryzowane równania hiperpłaszczyzn głównych i hiperpłaszczyzn regresji charakteryzujących pole temperatury na obszarze Polski (tab. 6-7)

Tabela 6. Równania hiperpłaszczyzn głównych T względem φ, λ, H

	Hiperpłaszczyzny główne $T=f(\varphi, \lambda, H)$
I	$T = -0,15960556\varphi - 0,28458460 \lambda - 0,41445702 H + 285,19877$
II	$T = -1,2879890 \varphi - 0,37430789 \lambda - 0,64808386 H + 344,93125$
III	$T = -0,59668689 \varphi - 0,29948406 \lambda - 0,51713999 H + 311,33250$
IV	$T = -0,68984199 \varphi + 0,012575619 \lambda - 0,66293783 H + 316,29681$
V	$T = -0,77229790 \varphi + 0,088179823 \lambda - 0,71291423 H + 324,59158$
VI	$T = -0,62992603 \varphi + 0,15821819 \lambda - 0,69302909 H + 320,11533$
VII	$T = -0,45425871 \varphi + 0,14183532 \lambda - 0,65258841 H + 312,81423$
VIII	$T = -0,42747951 \varphi + 0,10531354 \lambda - 0,61900451 H + 311,28481$
IX	$T = -0,41221127 \varphi + 0,11421114 \lambda - 0,59100912 H + 310,92410$
X	$T = -0,35018455 \varphi - 0,11097031 \lambda - 0,48194470 H + 302,28210$
XI	$T = -0,29803788 \varphi + 0,17554624 \lambda - 0,42174938 H + 295,71572$
XII	$T = -0,31991391 \varphi - 0,22405333 \lambda - 0,40501096 H + 295,13191$

Tabela 7. Równania standaryzowane hiperplaszczyn regresji i hiperplaszczyn głównych temperatury powietrza względem współrzędnych geograficznych φ , λ , i wysokości nad poziomem morza H

	Hiperplaszczyny główne	Hiperplaszczyny regresji
I	$T' = -0,17083995 \varphi' - 0,49069136 \lambda' - 0,9139458 H'$	$T'' = -0,153068 \varphi' - 0,476334 \lambda' - 0,905013 H'$
II	$T' = -1,1410986 \varphi' - 0,53666413 \lambda' - 1,1886295 H'$	$T'' = -0,179825 \varphi' - 0,235058 \lambda' - 0,6901618 H'$
III	$T' = -0,59849939 \varphi' - 0,48614928 \lambda' - 1,0738153 H'$	$T'' = -0,571583 \varphi' - 0,47521 \lambda' - 1,059948 H'$
IV	$T' = -0,5938968 \varphi' + 0,017439995 \lambda' - 1,1758007 H'$	$T'' = -0,559085 \varphi' - 0,0242123 \lambda' - 1,15734 H'$
V	$T' = -0,6031582 \varphi' + 0,11145366 \lambda' - 1,1526247 H'$	$T'' = -0,524504 \varphi' + 0,123077 \lambda' - 1,11116 H'$
VI	$T' = -0,4928700 \varphi' + 0,20034476 \lambda' - 1,1225315 H'$	$T'' = -0,438467 \varphi' + 0,205111 \lambda' - 1,09368 H'$
VII	$T' = -0,3758384 \varphi' + 0,18903312 \lambda' - 1,1117767 H'$	$T'' = -0,349235 \varphi' + 0,190667 \lambda' - 1,09759 H'$
VIII	$T' = -0,37477318 \varphi' + 0,14942335 \lambda' - 1,1234495 H'$	$T'' = 0,359694 \varphi' + 0,150777 \lambda' - 1,11542 H'$
IX	$T' = -0,361113294 \varphi' + 0,13921181 \lambda' - 1,1311279 H'$	$T'' = -0,360051 \varphi' + 0,149010 \lambda' - 1,104116 H'$
X	$T' = -0,39132855 \varphi' - 0,19975943 \lambda' - 1,1095366 H'$	$T'' = -0,358280 \varphi' - 0,188852 \lambda' - 1,092218 H'$
XI	$T' = -0,36032755 \varphi' - 0,34187956 \lambda' - 1,0538264 H'$	$T'' = -0,326353 \varphi' - 0,327159 \lambda' - 1,03616 H'$
XII	$T' = -0,38962649 \varphi' - 0,43196740 \lambda' - 1,0163967 H'$	$T'' = -0,342012 \varphi' - 0,409615 \lambda' - 0,9915268 H'$

Przykład 2. Równanie prostej głównej określającej zależność temperatury powietrza od szerokości geograficznej w Europie (1961-1990)
 $(35,13^\circ \leq \varphi \leq 68,97^\circ, -18,08^\circ \leq \lambda \leq 59,82^\circ)$

Wzięto pod uwagę średnie roczne wartości temperatury powietrza z 350 stacji meteorologicznych.

Dla dwóch otrzymuje się równanie prostej głównej $a_1x_1 + a_2x_2 + a_0 = 0$ – układ dwóch równań

$$\begin{aligned} (s_{11}^2 - \lambda)a_1 + s_{12} a_2 &= 0 \\ s_{21} a_1 + (s_{22}^2 - \lambda)a_2 &= 0 \end{aligned}$$

a λ_{\min} jest jednym (mniejszym) z dwóch pierwiastków rzeczywistych λ_1, λ_2 równania kwadratowego:

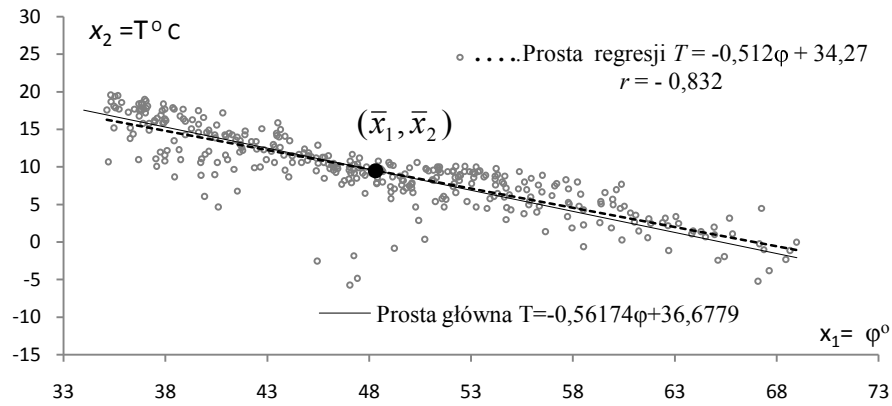
$$\lambda^2 - 96,466490 \lambda + 569,0495 = 0$$

o pierwiastkach $\lambda_{\min} = \lambda_1 = 6,311933$ i $\lambda_2 = 90,15456$ i równanie prostej głównej

(rys. 4)

$$\begin{aligned} \Delta x_2 &= -0,56273 \Delta x_1 \\ T &= -0,56272 \varphi + 36,72474 \end{aligned}$$

Miarą rozproszenia punktów empirycznych od prostej głównej jest, a miarą odchylenia punktów x_i od prostej regresji jest pierwiastek $\sqrt{\lambda_{\min}} = 2,5124$



Rys. 4. Prosta główna i prosta regresji charakteryzujące zależność temperatury powietrza od szerokości geograficznej na Półkuli Północnej – między południkami : $-18,08^{\circ} \leq \lambda \leq 59,82^{\circ}$ (1961-1990)

- Metody wyznaczania równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn głównych oraz elipsoid prawdopodobieństwa z zastosowaniem rachunku krakowianowego i macierzowego oraz równania przedstawiono dokładnie w publikacjach M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka (1976) i J. Boryczka (1977).

Summary

The work presents the most important thermal features of Europe's climate stemming from its location at moderate latitude, in the vicinity of the Atlantic Ocean and from its zonal configuration.

To this end, the air temperature field in Europe was described using empirical models, i.e. polynomials of regression of the first, second, third and fourth degree $T = f(\varphi, \lambda, H)$ with regard to three coordinates: latitude φ , longitude λ and altitude above sea level H . They simulate both the zonal variability of the air temperature (conditioned by the inflow of solar radiation), as well as the impact of the Atlantic Ocean and of the altitude above sea level. The equation of the regression hyperplane (polynomial of the first degree) has been a good tool for the investigation of general features of Europe's climate:

$$T = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$$

Coefficients of partial regression a_1, a_2, a_3 – are components of gradients of the air temperature field. They were simply called geographical gradients:

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1 \text{ – meridional gradient, in } ^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2 \text{ – latitudinal gradient, in } ^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 \text{ – hypsometric gradient, in } ^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$$

The meridional gradient (a_1) shows how the air temperature changes along the meridian when we move northwards by $1^{\circ}\varphi$. The latitudinal gradient (a_2) expresses changes of the air temperature towards the East, when the distance (λ) from the Atlantic Ocean increases by $\Delta\lambda = 1^{\circ}$.

The hypsometric gradient (a_3) is an indicator of the air temperature changes along with the increase of altitude above sea level by 100 m.

The average meridional and hypsometric gradients of the air temperature in Europe are as follows:

	a_1	a_2	a_3
Cool half-year (X-III)	-0,50	-0,18	-0,58
Warm half-year (IV-IX)	-0,50	0,05	-0,58
Year (I-XII)	-0,50	0,05	-0,58

Meridional changes $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1$ of the air temperature fulfil the principle of zonality of the Earth's climate during the year. The mean meridional $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ gradient in Europe amounts to $-0.5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. This indicates that the air temperature decreases with the increase of latitude in Europe – by $0.5^\circ\text{C}/1^\circ$ on the average.

The latitudinal gradient $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2$ of the air temperature in Europe characterizes its variability from W towards E – decline by $0.18^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ in the cool half-year, and its increase by $0.05^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ in the warm half-year.

The hypsometric gradient $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3$ – of the air temperature, on the other hand, denotes its average decline by $0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ along with the increase of altitude above sea level.

It should be emphasized that so determined gradients $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$ – based on the equation of the regression hyperplane distinguish horizontal vertical variability of the air temperature ($\frac{\partial T}{\partial H}$).

These mean gradients of the air temperature in Europe – defined by the equation of the regression hyperplane $a_1 = -0.5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, $a_3 = -0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ do not differ from otherwise known (from literature). The hypsometric gradient $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 = -0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ is approximate to the humid adiabatic one, determined by aerological surveys in the ground layer of the atmosphere. It should be noted that the meridional gradient $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = -0.5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ does not differ much from the average one in the Northern Hemisphere $0.5\text{-}0.6^\circ$ (e.g. Khromov 1969).

Profiles $T(\varphi)$, $T(\lambda)$, $T(H)$ and $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$ indicate dependence of the air temperature on geographical latitudinal (φ), distance from the Atlantic Ocean (λ) and absolute height at a real level in Europe.

The meridional profile of the air temperature defined by the polynomial of regression of the fourth degree $T(\varphi)$ points to its meridional changes (in the S-N direction) regardless of geographical longitude and altitude above sea level. Decline of temperature along with the increase of geographical latitude ($-\frac{\partial T}{\partial \varphi}$) is not the same in Europe. The least declines of temperature: cool half-year $-1.4^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, warm half-year $-0.5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ and year $-0.6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ occur in the lowland belt between the parallels $52\text{-}56^\circ$. But the greatest declines of temperature towards the north occur both in the north of Europe: X-III -3.2 , IV-IX -1.2 , I-IX $-2.2^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ and in the south X-III -2.4 , IV-IX -1.2 , I-IX $-1.8^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$.

The latitudinal profile of the air temperature in Europe $T(\lambda)$ characterizes its variability from W to E. The latitudinal gradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ of the air temperature change the sign during the year: in winter in the west, and in summer – near the meridians $\lambda = -5^\circ$, $\lambda = 10^\circ$ and $\lambda = 35^\circ$.

This is the effect of the warming influence of the Atlantic Ocean in the winter, and cooling in the summer.

Extremum values of latitudinal gradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ in the area under investigation range from: 0.6 to $-0.4^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ in the cool half-year, 0.5 to $-0.2^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ in the warm half-year and from 0.6 to -0.4°C

during the year. The hypsometric profile of the air temperature $T(H)$ describes its variations along with the increase of altitude and longitude. It is interesting to note the profile of the hypsometric gradient of the average annual air temperature ($\frac{\partial T}{\partial H}$) in Europe. Up to the height of 600 m a.s.l. the air temperature ($-\frac{\partial T}{\partial H}$) declines to reach 0.36 °C/100 m, and higher, at the altitude of 2500 m a.s.l., it rapidly increases to reach 0.66°C/100 m. Having reached the maximum, the air temperature falls to reach 0.3° at the height of 3600 m a.s.l.

Oceanic and continental features of Europe's climate are characterized well by the profiles of the annual amplitude of the air temperature $A(\lambda)$ and its longitudinal gradient $\frac{\partial A}{\partial \lambda}$. The annual amplitude of temperature changes within the territory of Europe from some 10 °C in the west to 32.5 °C in the east.

The zero gradient of the annual temperature $\frac{\partial A}{\partial \lambda} = 0$ °C/1 °λ occurs near the parallel -15°. The latitudinal gradient is positive to the east of the parallel -15°.

The annual amplitude of temperature increases towards the east by 0.4 °C/1 °λ on the average. This, no doubt, results from the influence of the polar-maritime air masses. The novelty in the investigation of Europe's climate are maps of gradients: meridional, latitudinal and hypsometric.

In order to determine the gradients of the air temperature field in each point of European area, they were defined by the polynomial of regression of the degree $T = f(\Phi, A, H)$ with respect to geographical latitude ϕ and longitude λ , as well as altitude above sea level H . In the formulae Φ and A were expressed in thousand km, while altitude H in hm.

The gradient of the air temperature field has been defined mathematically:

$$\text{grad } T = \left[\frac{\partial T}{\partial \phi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right]$$

as the vector, whose components are particular derivatives – expressed in °C/100 km, and, °C/100 m. Horizontal vertical components $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ were expressed in °C/100 km, by transforming geographical coordinates:

$$\begin{aligned} \Phi &= 1,11 \phi \\ A &= 1,111 \lambda^\circ \cos \phi^\circ \end{aligned}$$

Thus defined gradients separate in each place the influence of geographical latitude (Φ), geographical longitude A (distance from the Atlantic Ocean) and altitude above sea level (H).

Distribution of longitudinal gradients $\frac{\partial T}{\partial \phi}$ indicates that the impact of geographical latitude on the air temperature field in Europe is deformed by the influence of the Atlantic Ocean.

According to the principle of zonality of the Earth's climate, the system of isotherms $\frac{\partial T}{\partial \phi} = \text{const}$ should be latitudinal. The impact of the Atlantic on the temperature field is expressed by the deviation of isotherms $\frac{\partial T}{\partial \phi}$ from local parallels. They assure the direction of the SW sector.

The isoline -0.4 °C/100km running across Europe may be accepted as a boundary of the zone of the greatest impact of the polar-maritime air masses. Central Europe is cut by isoline -0, 6°C/100km, testifying to a decreasing deformation of the temperature field by the Ocean. The system of isolines $\frac{\partial T}{\partial \phi} = \text{const}$ is the most approximate to the latitudinal one at the end of spring (May) – after the equalization of temperature of the water and land.

A characteristic feature of the air temperature field in Europe is the change of sign of the latitudinal gradient $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ during the year – from negative in winter to positive in summer. The decline of temperature in winter from W to E, and in summer, on the contrary, from E to W, accounts for the oceanic and continental character of Europe's climate. At the end of spring the air temperature between W and E Europe becomes equal. At that time, the whole of Europe has zero latitudinal

gradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda} \approx 0$. Latitudinal gradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ again change the sign (from positive to negative) in the early autumn. The greatest latitudinal falls of the air temperature $-\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ from 0.2 °C/100 km to above 0.8 °C/100 km occur in the winter months.

Hypsometric gradients of the air temperature $\frac{\partial T}{\partial H}$ change in Europe depending on the place and season. The smallest declines of the air temperature ($-\frac{\partial T}{\partial H}$) along with the increase of the altitude above sea level occur in spring then isolines -0.4 °C/100m prevail. The greatest hypsometric falls of temperature ($-\frac{\partial T}{\partial H}$), on the other hand, can be observed in the winter months. Then their extent of changes ranges from zero to less than 2 °C/1000m. The distribution of isarithms of hypsometric gradient $\frac{\partial T}{\partial H}$ corresponds with meridional $H(\varphi)$ and latitudinal $H(\lambda)$ profiles of altitude above sea level in Europe.

The best indicator of influence of the polar continental air masses on the air temperature field in Europe is a horizontal gradient-vector:

$$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right]$$

the components of which: meridional $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ and latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ are expressed in °C/100 km.

The horizontal gradient of the air temperature should be directed towards the south of Europe – according to the principle of zonality of the Earth's climate. The lack of zonality of the air temperature field is determined by the angle between vector $\vec{\Gamma}$ and the local meridian, i.e. the astronomical azimuth (a). Deviation of horizontal gradient T_b from the local meridian westwards ($a < 180^\circ$) shows the prevalence of the oceanic features of Europe's climate. On the other hand, the deviation of vector T' from the local meridian eastwards ($a < 0$) testifies to prevalence of continental features of climate. The direction of vector $\vec{\Gamma}$ is the direction of time air temperature increase. Its length is the temperature increase in °C/100 km.

Within the territory of Europe the directions of horizontal gradient of the air temperature T_b are prevalent: in winter from south-western sector, and in summer from south-eastern sector. The winter temperature increase in the south-western direction is the result of the warming effect of the polar-maritime air masses from above the Atlantic Ocean, as well as of the cooling effect of the air masses flowing from the interior of the continent. The summer south-eastward air temperature increase, on the other hand, is due to the cooling influence of the Ocean in this season — from the opposite influence of these two media: ocean – continent. The most zonal system of vectors T_b parallel to local meridians can be observed in transition periods – during the equalization of temperature between the water of the Atlantic and of the European continent.

The length of vectors $\vec{\Gamma}$ is also subject to annual changes. They are much longer in the months of the cool half-year (X-III) than of the warm half-year (IV-IX). For example, in Warsaw the length of the horizontal gradient of the air temperature ($\vec{\Gamma}$) changes during the year from 0.35 °C/100km (August) to 0.88 °C/100km (January).

It is of cognitive importance to distinguish the zones of influence of the Atlantic Ocean on Europe's climate. The problem could be solved due to introduction of horizontal gradient to air temperature $\vec{\Gamma}$. So defined horizontal gradient $\vec{\Gamma}$ does not depend on the altitude (H), because the decrease of temperature with altitude takes into account the hypsometric gradient $\frac{\partial T}{\partial H}$. In this way the impact of Europe's relief on the air temperature field has been distinguished.

The zones of impact of the Atlantic on Europe's climate are indicated by isarithms of azimuths $a = \text{const.}$ i.e. angles of deviation of horizontal gradients – vectors r from local meridians.

During nearly 8 months (IX-IV) vectors $\vec{\Gamma}$ are deviated westward from local meridians ($0 < a < 180^\circ$). The vector field $\vec{\Gamma}$ in these months is marked by isarithms of values $a = 30^\circ$ and $a = 60^\circ$. In the remaining four months (V-VIII) the situation of isarithms is different. Vectors of horizontal gradients of the air temperature T deviate eastward from local meridians

($180^\circ < a < 360^\circ$ or $-180^\circ < a < 0$). Isarythms $180^\circ < a < 360^\circ$ testify in this season of the year to the cooling impact of the Atlantic on European climate.

Determination of deformation of the air temperature field by the Earth's land relief is another step to gain the knowledge of Europe's climate. In order to distinguish this deformation, the air temperature field was also described by the polynomial of regression of the fourth degree only with regard to latitude Φ and longitude Λ (excluding altitude a.s.l. H) – the model of the second type $T = F(\Phi, \Lambda)$.

The horizontal gradient of the air temperature

$$\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$$

where Φ and Λ are expressed in hundred kilometers, depends on the difference in height of the terrain. Vectors $\vec{\gamma}$ indicate direction of the air temperature increase at the real level and at a height of 2 m above the ground surface.

The horizontal gradient of the air temperature at the real level $\vec{\gamma}$ is the resultant of superimposition of: zonal changes of the air temperature determined by geographical latitude $\vec{\Gamma}_s$, of the impact of the polar-maritime and continental air masses $\vec{\Gamma}_a$, as well as of the influence of the Earth's relief ($\Delta\vec{\Gamma}$): $\vec{\gamma} = \vec{\Gamma} + \Delta\vec{\Gamma}$

$$\text{gdzie } \vec{\Gamma} = \vec{\Gamma}_s + \vec{\Gamma}_a$$

The air temperature field at the real level is usually marked by nonzonal system of horizontal gradients $\vec{\Gamma}$ – with directions deviating from local meridians. Azimuths A of vectors $\vec{\gamma}$ change during the year from $A = 0^\circ$ to $A = 360^\circ$.

There exists a general regularity that vectors of horizontal gradients of the air temperature at the real level ($\vec{\gamma}$) lie concentrically and are directed towards Europe's centre. This is indicated, for example, in summer months by the air temperature increase from the north (ocean) and from the south (mountains) towards Europe's centre.

An indicator of the impact of local factors, such as smaller forms of land relief, exposure to the Sun or anthropogenic factors on the air temperature field at the particular points (Φ_i, Λ_i, H_i) of Europe may be polynomial residues ε_i . The measured temperature value T_i is the sum of regression $f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i)$ calculated from the polynomial, and difference ε_i :

$$T_i = f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i) + \varepsilon_i$$

In the case of the polynomial of regression of the fourth degree, the air temperature field is described using $k = 34$ parameters – coefficients of regression a_1, \dots, a_k (according to the least squares). These 34 parameters are not sufficient, however, to describe all the local impact of the substratum (e.g. mountain valleys, mountain peaks, water bodies, bigger towns, etc.). Thus, apart from a deterministic component $f(\Phi, \Lambda, H)$, the so-called spatial trend, there also exists a stochastic component ε_i (indefinite). Residues ε_i have in their population a distribution approximating the Gauss distribution with parameters 0, δ , where δ is a standard error.

Extremal values of difference ε_i ($\varepsilon_i < 0$ or $\varepsilon_i > 0$) indicate places within the area of Europe in which local factors exert the strongest influence on the air temperature field. The residues are largest (with respect to an absolute value) in winter. The insolation being small (disappearing zonality), the air temperature field depends most on concave

4.3. Badania okresowości zmiennych przyrodniczych metodą sinusoid regresji J. Boryczki

Wprowadzenie

Inicjatorem badań zmian klimatu był prof. Wincenty Okołowicz, a świadczą o tym np. publikacje:

Okołowicz W., 1947, *Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu*. „Przegląd Geograficzny”, t. XXI, z. 1-2, s. 83-91.

Okołowicz W., 1947, *Z zagadnień zmian klimatu*. „Przegląd Geograficzny”, t. XXI, z. 3-4, s. 205-225.

Ten kierunek badań jest kontynuowany w Zakładzie Klimatologii UW, głównie w *Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* i innych publikacjach (J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka i in.)

Duże zainteresowanie wśród klimatologów wzbudziła publikacja E. Brücknera (1890) o 35-letnim okresie wahań klimatu – o dwóch fazach: ciepło-suchej i chłodno-wilgotnej (dających okres $34,8 \pm 0,7$ lat). Jego tezy o 35-letnim cyklu klimatu znalazły się zarówno w podręcznikach akademickich jak też szkolnych.

Jednym z oponentów, oprócz Wagnera (1929) był **R. Gumiński (1946)** – w publikacji pt. *35-letnie „okresy” wahań klimatycznych Brücknera w świetle klimatologii dzisiejszej*. Dokumentują to zamieszczone mapy różnic między dziesięcioleciaми 1911-1920 i 1886-1895 ciśnienia i opadów wg Wagnera (1929) oraz wykresy średnich pięcioletnich wartości tych elementów z lat 1700-1885 (sporządzone przez Brücknera). Według R. Gumińskiego współczynnik korelacji między opadami i temperaturą (średnimi 5-letnimi) wynosi zaledwie 0,12, a rozbieżność wynika z odmiennej cyrkulacji atmosferycznej

Problem okresowości opadów atmosferycznych podjęty został w Zakładzie Klimatologii przez **Z. Kaczorowską** w rozprawie habilitacyjnej *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne IG PAN, nr. 33, 1962, ss.112.

Analizie harmonicznej poddano serie pomiarów opadów atmosferycznych z lat 1864-1936 (Koszalin, Poznań, Warszawa, Wrocław, Kraków), z lat 1842-1936 (Warszawa, Wrocław) oraz liczb Wolfa. Oto amplitudy 1- i 2-giej składowych harmonicznych (spśród 10):

	Okres	Koszalin	Poznań	Warszawa	Wrocław	Kraków	Liczby Wolfa
1	73	35	28	26	25	46	6,8
2	36,5	22	4	21	19	5	2,4

Według tej autorki największe amplitudy 1-jej harmonicznej i zbliżone przesunięcia fazy na wszystkich stacjach mogą świadczyć o istnieniu 70-letniego okresu opadów. Należy zauważyć, że druga składowa harmoniczna (okres 36,5 lat) cechuje się także dość dużą amplitudą 19-22 mm (z wyjątkiem Poznania i Krakowa).

Dane z dłuższego przedziału czasu 1842-1936 (95) lat świadczą o 95-letniej okresowości, gdyż amplitudy pierwszych harmonicznych: Warszawa – 38 mm, Wrocław – 66 mm są większe niż w okresie 73-lat (Warszawa 26 mm, Wrocław 25 mm). Amplituda maksymalna 41 mm przypada w Warszawie na szóstą harmoniczną (okres 16 lat).

Z dalszych badań autorki wynika, że średnia suma opadów 658 mm w podokresach z maksimum plam ($W > 50$) jest nieznacznie mniejsza niż w podokresach z minimum ($W < 50$) – 661 mm.

Od dawna stosowane są różne metody badań okresowości zjawisk przyrodniczych: analiza harmoniczna, metoda autokorelacyjna i transformata Fouriera. W analizie harmonicznej, polegającej na wyznaczeniu kolejnych wyrazów szeregu Fouriera, otrzymuje się dość rzadkie widmo z podziału długości ciągu czasowego na części: $n, \frac{n}{2}, \frac{n}{3}, \dots$ – okresy fikcyjne, na ogół nie pokrywające się z prawdziwymi.

W kolejnej, lepszej metodzie współczynniki autokorelacji r_k , wyznaczone są na podstawie coraz krótszych danych o liczebności $k - n$ lub przy ukrytym założeniu, że każda badana seria pomiarów n -letnia jest okresem (w metodzie rotacyjnej).

Dobre rezultaty w części krótkookresowej widma otrzymuje się stosując transformatę Fouriera, wiążąc wyrazy szeregu Fouriera (o dowolnie założonym okresie) z funkcją autokowariancji.

Wszystkie wymienione metody, włącznie z analizą falkową $F_{CWT}(a,b)$, można stosować jedynie wtedy, gdy odstęp czasu między kolejnymi wyrazami ciągu są równe. Warunku tego na ogół nie spełniają najdłuższe serie pomiarów temperatury powietrza i opadów atmosferycznych, zawierające liczne braki (po prostu dawniej nie prowadzono pomiarów ciągłych). Nie spełniają tego warunku również liczne serie pomiarów obecnie prowadzonych nad obszarami oceanów (zajmujących 70% powierzchni Ziemi).

Spełnienie warunku równych odstępów czasu między wyrazami ciągu od kilkudziesięciu lat wymusza tzw. „uzupełnianie” serii pomiarowych, wpisywanie nieprawdziwych danych. W ten sposób większość najdłuższych serii pomiarowych została uzupełniona w „majestacie metod matematycznych” (różnic, stosunków, regresji liniowej itp.) na podstawie sąsiednich miejscowości, gdzie w tym czasie były prowadzone obserwacje.

Nasuwa się pytanie, w jakim stopniu zostało zdeformowane pole temperatury, opadów przez wstawienie fikcyjnych „wyników pomiarów”.

Poza tym, odstęp czasu między pomiarami np. zawartości pyłów w atmosferze, emitowanych podczas erupcji wulkanów lub pomiarami grubości osadów morskich i jeziornych są z natury różne. Ponadto dotychczas stosowane metody ograniczają się do wyznaczenia krótkookresowej części widma $0-0,5N$ (N - długość serii pomiarowej, szerokość przedziału aproksymacji).

W identyfikacji przyczyn wahań klimatu Ziemi największe znaczenie ma wykrycie cykli (składników deterministycznych) w seriach pomiarowych zmiennych klimatologicznych. Powinny być spełnione dwie zasady identyfikacyjne, tj. warunki:

- Okresy domniemanych przyczyn i skutków są zbliżone
- Zmiany przyczyn i skutków są synchroniczne – ekstrema (maksima i minima) cykli przypadają na ogół na te same lata

Ze względu na samą naturę deterministyczno-stochastyczną procesów fizycznych zachodzących w układzie Ziemia – atmosfera nie można oczekiwać okresowości zmiennych klimatologicznych w sensie matematycznym $f(t + \Theta) = f(t)$. Okresy Θ wykrywane metodami statystycznymi cechują się składnikami losowymi – resztami ε_i :

$$f(t_i + \Theta) = f(t_i) + \varepsilon_i$$

Dotyczy to również powszechnie uznanych okresów dobowych i rocznych, zdeterminowanych przez obrót Ziemi i jej obieg dookoła Słońca.

W badaniach okresowości zjawisk przyrodniczych - zmiennych: klimatologicznych, hydrologicznych, astronomicznych, geologicznych – dobre rezultaty otrzymuje się stosując metodę J. Boryczki „sinusoid regresji” (1998). Metodą „sinusoid regresji”

wyznaczane jest całe widmo (0- n – jego część krótkookresowa 0-0,5 i długookresowa 0,5-1 (okresy o długościach większych od zera do n , gdzie n – długość serii pomiarów). Metodę autora można stosować także wówczas, gdy odstępy czasu między wyrazami ciągu czasowego są różne. Metoda ta nie wymaga „uzupełniania” brakujących danych w seriach pomiarowych, które zniekształca prawdziwe informacje o zmianach klimatu.

W matematyce (statystyce matematycznej) są wprowadzone nazwy: prosta regresji, parabola regresji, hiperpłaszczyzna regresji, wielomiany regresji k stopnia. Nazwa „**sinusoida regresji**” została wprowadzona do literatury klimatologicznej przez autora (Boryczka 1998).

Metoda „sinusoid regresji” polega na aproksymacji ciągu czasowego (także nie-kompletnego) pomiarów y_1, \dots, y_n wykonanych w dowolnych odstępach czasu t_1, \dots, t_n kolejnymi sinusoidami regresji o okresach $\Theta_1, \dots, \Theta_k$:

$$y = y(t) = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – faza.

Równanie **sinusoidy regresji** po przekształceniu: $a_1 = b \sin c$, $a_2 = b \cos c$ przyjmuje postać równania liniowego

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2.$$

względem dwóch zmiennych trygonometrycznych:

$$x_1 = \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t \right), \quad x_2 = \cos \left(\frac{2\pi}{\Theta} t \right)$$

Amplitudę b i fazę c oblicza się z przekształcenia odwrotnego:

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad \text{tg } c = \frac{a_2}{a_1}$$

Parametry a_0, b, c sinusoidy regresji (cyklu) wyznacza się tak, by suma kwadratów odchyłeń $\varepsilon_i = y_i - y(t_i)$ punktów empirycznych (t_i, y_i) od jej założonego wykresu była minimalna:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - a_0 - b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t_i + c \right)]^2 \quad - \text{min}$$

czyli

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - a_0 - a_1 x_{1i} - a_2 x_{2i}]^2 \quad - \text{min}$$

Żeby wyznaczyć równanie „sinusoidy regresji” o okresie Θ należy rozwiązać układ równań normalnych o niewiadomych a_1, a_2 :

$$\begin{aligned} s_{11}^2 a_1 + s_{12} a_2 &= S_{y1} \\ s_{21} a_1 + s_{22}^2 a_2 &= S_{y2} \end{aligned}$$

gdzie: $s_{11}^2, s_{22}^2, s_{12}$ – to wariancje i kowariancje zmiennych x_1, x_2 i y .

Współczynniki regresji wielokrotnej a_1, a_2 (niewiadome tego równania) i a_0 wynoszą:

$$a_1 = \frac{s_{y_1 s^2_{22}} - s_{y_2 s_{12}}}{s^2_{11} s^2_{22} - s^2_{12}}, \quad a_2 = \frac{s_{y_2 s^2_{11}} - s_{y_1 s_{12}}}{s^2_{11} s^2_{22} - s^2_{12}}, \quad a_0 \approx \bar{y}$$

gdzie \bar{y} – średnia arytmetyczna.

W zapisie macierzowym układ równań normalnych o niewiadomych $a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix}$ ma postać

$$\begin{bmatrix} s^2_{11} & s_{12} \\ s_{21} & s^2_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \end{bmatrix}$$

Jego rozwiązaniem jest

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s^2_{11} & s_{12} \\ s_{21} & s^2_{22} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \end{bmatrix}$$

Wyraz wolny a_0 otrzymuje się z równania, po wstawieniu do niego współrzędnych środka zbioru punktów empirycznych (średnich arytmetycznych $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \bar{y}$):

$$\bar{y} = a_0 + a_1 \bar{x}_1 + a_2 \bar{x}_2, \quad a_0 \approx \bar{y}$$

Zmieniając okres sinusoidy Θ z dowolnym odstępem czasu $\Delta\Theta$: 0,1 lub 0,0833 roku czy też $\Delta\Theta = 1$ rok a nawet $\Delta\Theta = 100$ lat (izotop tlenu $\delta^{18}\text{O}$) otrzymuje się ciągi liczbowe **wariancji resztkowej** $\varepsilon^2_1, \dots, \varepsilon^2_m$ (**widmo**), gdzie $\varepsilon_i = y_i - y(t_i)$ – odchylenie rzędnej i -tego punktu y_i od sinusoidy regresji $y(t_i)$

Okresy Θ – to minima lokalne ciągu **wariancji resztkowych** $\varepsilon_1^2, \dots, \varepsilon_m^2$.

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 \quad R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}$$

Są to jednocześnie **maksima lokalne** ciągów liczbowych: **współczynnika determinacji** R^2_1, \dots, R^2_m i **współczynnika korelacji wielokrotnej** R_1, R_2, \dots, R_m , gdzie: s^2 – wariancja zmiennej y

Współczynnik korelacji wielokrotnej R – to współczynnik zwykły (Pearsona) korelacji wartości obliczonych $y(t_i)$ z równania sinusoidy regresji (o okresie Θ) i wartości zmierzonych y_i .

Zaproponowano dwa warianty wyboru okresów:

- **Wariant 1. Okresy Θ (optymalne, prawdziwe) – to minima lokalne wariancji resztkowej ε^2 (widma $\varepsilon^2_1, \dots, \varepsilon^2_m$) – maksima lokalne współczynnika determinacji R^2 (korelacji R_1, R_2, \dots, R_m)**
- **Wariant 2. Okresy rzeczywiste – to maksima lokalne amplitudy (b)**

$$b = \sqrt{a^2_1 + a^2_2}$$

Istotność statystyczną okresów oceniano testem Fishera-Snedecora o 2 i $n-3$ stopniach swobody

$$F_{obl} = \frac{n-3}{2} \frac{R^2}{(1-R^2)}$$

Walorem zaproponowanej metody „sinusoid regresji” w badaniach okresowości zjawisk przyrodniczych jest możliwość wyznaczenia okresów, gdy odstępy czasu w serii pomiarowej nie są równe (zjawiska występują w różnych odstępach czasu lub są braki w pomiarach) oraz umożliwia porównania części długookresowej widma $> 0,5n$, serii krótkiej (kilkudziesięciu lat) z częścią krótkookresową $< 0,5n$ – serii długiej (kilkaset lat)

Metoda „sinusoid regresji” umożliwia także wyznaczanie lokalnych okresów Θ_j wewnątrz serii pomiarowej, dzieląc dane pomiarowe z lat t_1, \dots, t_n na części .

Interferencja cykli

W rekonstrukcji klimatu i prognozach ważne jest wyznaczenie wypadkowej interferencji k cykli:

$$y = f(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j \right)$$

gdzie: Θ_j, b_j, c_j – okres, amplituda i faza j -tego cyklu, przy minimalnym błędzie standardowym i dużym współczynniku determinacji R^2 trendu czasowego $f(t)$:

$$\delta = \sqrt{\frac{n\varepsilon^2}{n-2k-1}} \quad , \quad \varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - f(t_i)]^2 \quad , \quad R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}$$

gdzie ε^2 – wariancja resztkowa, s^2 – wariancja temperatury

Istotność statystyczną współczynnika korelacji wielokrotnej R w przypadku funkcji trendu czasowego $y=f(t)$ (bez składnika liniowego) jest oceniana testem Fishera-Snedecora o $2k$ i $n-2k-1$ stopniach swobody (k – liczba cykli):

$$F_{obl} = \frac{n-2k-1}{2k} \frac{R^2}{(1-R^2)}$$

Miarą dopasowania funkcji aproksymującej $y=f(t)$ do wyników pomiarów mogą być również całkowity błąd kwadratowy CBK i specjalny współczynnik korelacji RS :

$$CBK = \frac{\varepsilon}{\bar{y}\sqrt{n}} \quad , \quad RS = \left(2 \sum_{i=1}^n y_i y_i' - \sum_{i=1}^n y_i^2 \right)^{0,5} \left(\sum_{i=1}^n y_i^2 \right)^{-0,5}$$

gdzie: y_i – wartości zmierzone, y_i' – wartości obliczone z funkcji trendu czasowego

$y_i' = f(t_i)$, \bar{y} – średnia arytmetyczna, $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$.

W przypadku interferencji cykli, tj. funkcji aproksymujących $y=f(t)$ dobrze dopasowanych – współczynnik korelacji wielokrotnej R jest istotny na poziomie $\leq 0,05$, całkowity błąd kwadratowy $CBK \leq 0,10$ ($\leq 10\%$) oraz współczynnik korelacji $RS \geq 0,9$.

Metoda „sinusoid regresji”, bardzo prosta, jest potężnym narzędziem wykrywania okresowości zjawisk przyrodniczych – składnika deterministycznego w ciągach czasowych wyników pomiarów.

Modulacja cykli

Uogólnieniem metody „sinusoid regresji” jest określenie modulacji amplitudy b_0 i fazy c_0 cyklu o częstości $\omega_0 = \frac{2\pi}{\theta_0}$ przez cykl o częstości mniejszej $\omega = \frac{2\pi}{\theta}$

Posługując się wzorami Eulera otrzymuje się trend czasowy, który wyznacza się wg najmniejszych kwadratów (Boryczka. 1993):

$$y = a_0 + b_0 \sin(\omega_0 t + c_0) + b_1 \sin[(\omega_0 + \omega)t + c_1] + b_2 \sin[(\omega_0 - \omega)t + c_2]$$

Wyznaczanie okresów metodą „sinusoid regresji”. Instalacja programu

Tworzymy Folder o nazwie np. WOLF. Kopiujemy 3 części programu tj. pliki **BOR1.EXE** (24,2 kB), **BOR2.EXE** (22,4 kB), **BOR3.EXE** (18,8 kB) (łącznie 65,4 kB) i dane empiryczne przygotowane do obliczeń **WOLF.DAT**.



WOLF



BOR1.EXE



BOR2.EXE



BOR3.EXE



WOLF.DAT

- Dane liczbowe np. **WOLF.TXT** z lat 1700-2010 o liczebności $n = 311$ zestawiamy w 2 kolumnach , gdzie pierwsza kolumna – to czas (t), a druga – to wartości zmierzone (y)
- W programie Excel (np. 2007) dwie kolumny liczbowe należy zapisać: „rozdzielane znakami tabulacji” . **WOLF.TXT** i zamienić przecinki (,) na kropki (.)
- Trzeba zmienić rozszerzenie pliku **WAOLF.TXT** na **WOLF.DAT**
- Na całej stronie nie może być żadnych innych znaków

Przykład 1. Okresowe zmiany liczb Wolfa w latach 1700-2010, prognoza na lata 2011-2100

WOLF.DAT	
1700	5.0
1701	11.0
...	...
2009	3.1
2010	16.5

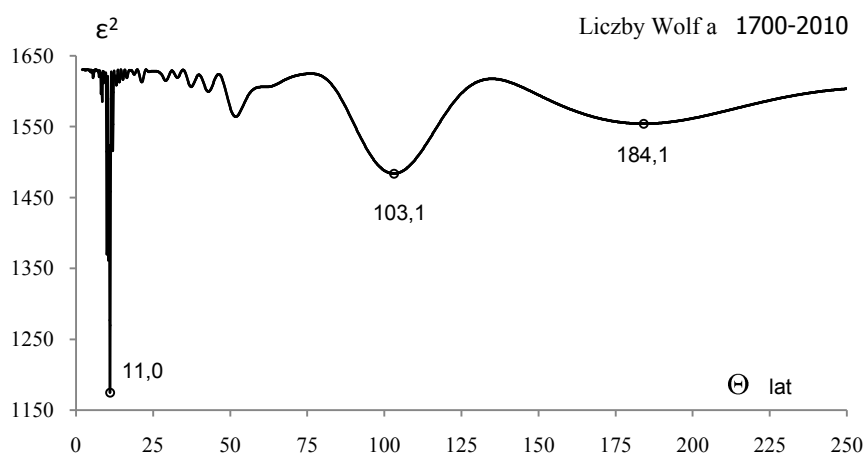
BOR1.EXE. OTWÓRZ

Kolejne odpowiedzi zatwierdzamy „ENTER” Plik: WOLF. liczba kolumn < 1,2 > :2, Min 2.0, Max 300, Krok :0.1

```
C:\WOLF\BOR1.EXE
Nazwa pliku wejsciowego [.dat]: WOLF
Liczba kolumn pliku wejsciowego (1,2):2
Min. okres: 2.1
Max. okres: 300
Krok: 0.1
```

- Jeżeli nie pojawią się Pliki WOLF.OPT i WOLF.OUT należy sprawdzić czy są tylko 2 kolumny liczb, czy zmieniono nazwę pliku WOLF.txt na WOLF.dat, czy nie pozostały przecinki, czy zbiór danych znajduje się w folderze z Programem

Widmo oscylacji np. średnich rocznych liczb Wolfa w latach 1700-2010 w paśmie 2,1-250 lat wyznaczone z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ roku przedstawiono na rys. 1.



Rys. 1. Widmo liczb Wolfa w latach 1700-2010 w paśmie 2,1-250 lat

Fig. 1. Spectrum of the Wolf numbers in the years 1700-2010 in the range 2.1-250 years

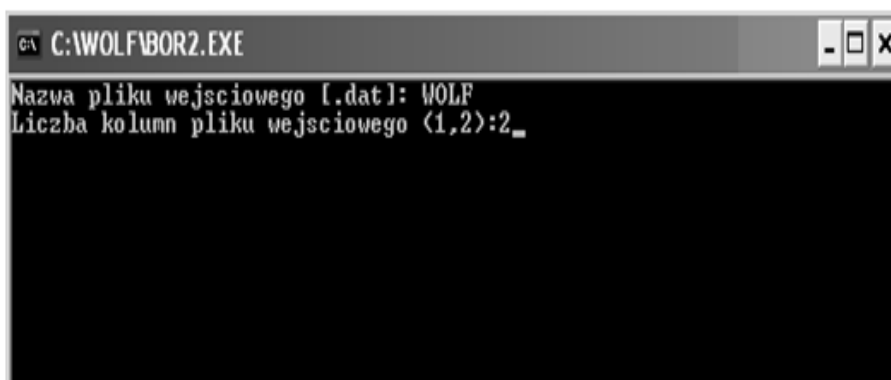
Widmo $\epsilon^2_1, \epsilon^2_2, \dots, \epsilon^2_m$ cechuje się 3 głównymi minimami wariancji resztkowej ϵ^2 : 11,0, 103,1 i 184,1 lat o współczynnikach korelacji wielokrotnej (R): 0,529, 0,300, 0,217.

- Niech plik WOLF.OPT zawiera okresy Θ – np. o wariancji resztkowej $\varepsilon^2 \leq 1614.894$

WOLF.OPT	
Θ	ε^2
8.500	1585.375
10.500	1361.500
11.000	1174.717
11.900	1515.628
21.300	1612.640
29.100	1614.894
42.900	1599.332
51.800	1564.082
61.200	1605.929
103.100	1483.675
184.100	1554.071

BOR2.EXE: OTWÓRZ.

Wpisujemy **PLIK: WOLF**, Liczba kolumn < 1,2 > :2 i **ENTER**



Wtedy otrzymuje się Plik **WOLF.RES**

A0	B0	E^2	R	CBK	RS
-79.519446	0.069253	534.384581	0.819932	2.648746	0.932211
Okres		A	B	C	fi
8.50000000		10.85895544	2.72175694	11.19485927	0.24558685
10.50000000		3.08836493	-17.34617497	17.61896093	-1.39459962
11.00000000		10.93247127	24.28427314	26.63165128	1.14778666
11.89999962		11.17067027	-5.46358848	12.43521907	-0.45489063
21.29999924		-2.94906431	5.03739536	5.83715104	2.10043694
29.10000038		4.57776287	0.49186080	4.60411120	0.10703504
42.90000153		-1.85228918	-6.08913165	6.36462877	-1.86609816
51.79999924		4.13151654	-8.26773164	9.24255460	-1.10737606
61.20000076		6.57135061	4.11902092	7.75557749	0.55990340
103.09999847		4.17695662	13.66138670	14.28567301	1.27407351
184.10000610		-6.92003797	-3.03433697	7.55606554	-2.72835526

- **Amplitudy i fazy sinusoid regresji można wyznaczyć programem BOR2.EXE, wpisując do WOLF.OPT tylko okresy (minima lokalne widma)**

Wprowadzono nowe symbole:

$$y = a + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right) \quad , \quad b = C = \sqrt{A^2 + B^2} \quad y = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$

Okres – Θ , $a_1 = A$, $a_2 = B$, $b = C$, $c = \text{fi}$ oraz $a_0 = A0$, $a = B0$ (składnik liniowy),
 $\varepsilon^2 = E^2$ – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji wielokrotnej.

Kolumny $A = a_j$, $B = b_j$ – to współczynniki regresji wielokrotnej, uwzględniającej
 $k = 11$ cykli tj. $2k$ zmiennych : $\sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t\right)$, $\cos\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t\right)$, $a_0 + at = A0 + B0t$ – składnik liniowy.

*** Plik WOLF.RES po wpisaniu $A0 = \bar{y}$ (średnia arytmetyczna) i $B0 = 0,0$ daje obliczenia bez składnika liniowego ($at = 0$)**

Okresy Θ_j , amplitudy b_j i fazy c_j wyznaczonych cykli w latach 1700-2010 (minima lokalne widm) liczb Wolfa – z zastosowaniem programów BOR1.EXE: WOLF.OPT i BOR2.EXE: WOLF.RES, wraz z współczynnikiem korelacji wielokrotnej R i wartością F_{obl} testu Fishera-Snedecora zawiera tab. 1.

Tabela 1. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli liczb Wolfa w latach 1700-2010. R –współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora

Table 1. Periods Θ , amplitudes b and phases c of Wolf number cycles in the years 1700-2010R – multiple correlation coefficient, F_{obl} – Fisher-Snedecor F-test

1700-2010					
Θ lata	b	c	ε^2	R	F_{obl}
8,5	11,196	0,2483	1585.375	0,167	4,398
10,5	17,558	-1,3896	1361.500	0,406	30,444
11,0	26,897	1,1350	1174.717	0,529	59,771
11,9	13,109	-0,5048	1515.628	0,266	11,687
21,3	5,642	2,0865	1612.640	0,105	1,720
29,1	4,498	0,1769	1614.894	0,098	1,503
42,9	6,322	-1,8996	1599.332	0,139	3,016
51,8	8,666	-1,1360	1564.082	0,202	6,555
61,2	7,619	0,6182	1605.929	0,123	2,371
103,1	13,937	1,2711	1483.675	0,300	15,256
184,1	7,398	-2,7499	1554.071	0,217	7,589

Największą rolę w zmianach temperatury odgrywa cykl 11-letni aktywności Słońca o największej amplitudzie $b = 26,897$ ($R = 0,529$) oraz istotne (na poziomie $< 0,05$) cykle najdłuższe: 103,1 lat i 184,1 lat o amplitudach $b = 13,937$ ($R = 0,300$) i $b = 7,398$ ($R = 0,217$).

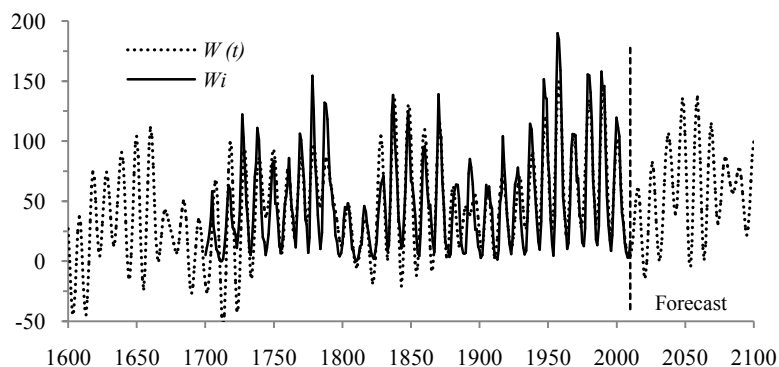
**Interferencja 11 cykli liczb Wolfa od $T_0=1700$ do $T_1=2100$, $dT=1$ rok
(według plików WOLF.DAT i WOLF.RES)**

BOR3.EXE: OTWÓRZ

```
C:\WOLF\BOR3.EXE
Nazwa pliku wejściowego [.res]: WOLF
T0=1700
T1=2100
dT=1
Nazwa pliku wyjściowego [.dat]: WOLF 2100
```

Zmiany aktywności Słońca w latach 1600-2100; 1600-1700 – rekonstrukcja, 2011-2100 – prognoza przedstawia rys.6. Aktywność Słońca w latach 1700-2010 cechuje się tendencją rosnącą 9,19/100 lat.

Zmiany aktywności Słońca w latach 1600-2100 – według programu BOR3.EXE, WOLF przedstawiono graficznie (Excel), gdzie $W(t)$ – wartości obliczone wg interferencji cykli, W_i – liczby Wolfa z obserwacji (rys. 2).



Rys. 2. Zmiany aktywności Słońca W (liczb Wolfa) w latach 1600-2100 – z rekonstrukcją w latach 1600-1748 i prognozą na lata 2011-2100 ($W(t)$ – BOR3.EXE, WOLFpr)

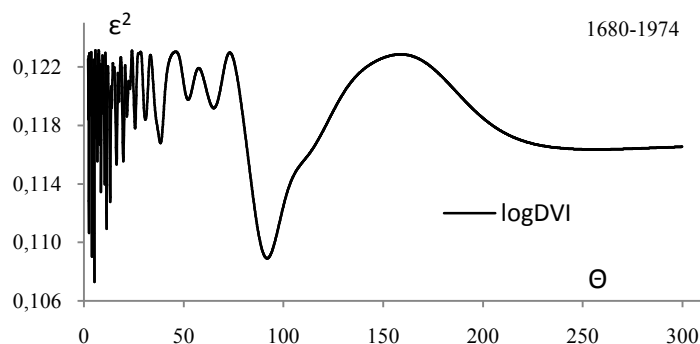
Fig. 2. Changes of solar activity W (Wolf number) between 1600 and 2100, with a reconstruction for the period 1600-1748 and a forecast for 2011-2100 ($W(t)$ – BOR3.EXE, WOLFpr)

Przykład 2. Okresowość erupcji wulkanów – wskaźnika $\log DVI$

Dane są daty erupcji wulkanów występujących w różnych odstępach czasu (t) i wartości wskaźnika DVI , (Dust Veil Index H.Lamba) i np.:

Erupcje wulkanów	t	DVI
Krakatau	1680	400
Tangkogo	1680	1000
Hekla	1693	100
...
Tambora.	1815	3000
Eyjaflallaojokull	1821	300
...
Cosiguina	1835	4000
Hekla	1845	250
...

Okresowość wskaźnika $\log DVI$ można zbadać jedynie metodą „sinusoid regresji”. Widmo oscylacji wskaźnika $\log DVI$ w paśmie 2,1-300 lat z odstępem 0.1 roku przedstawiono na rys. 3. Parametry cykli, tj. okresy Θ , amplitudy b , fazy c oraz współczynniki korelacji R i charakterystyki testu Fishera-Snedecora podano w tab. 2



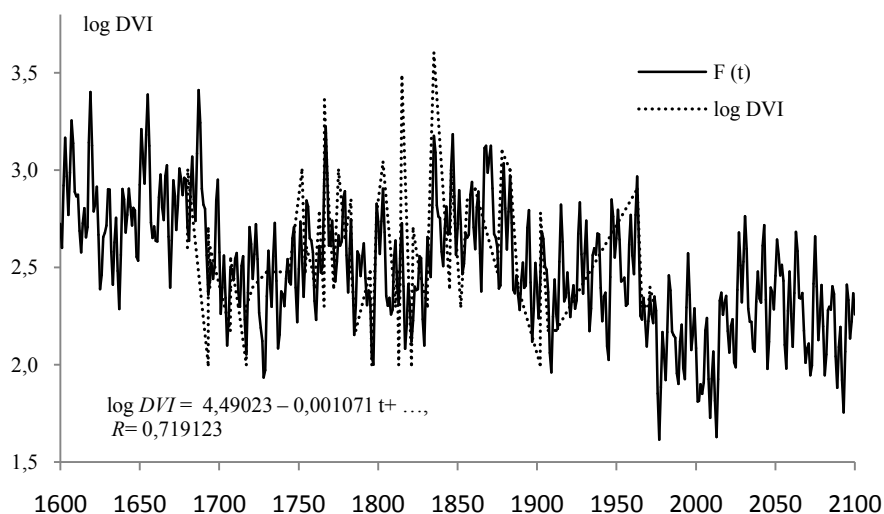
Rys. 3. Widmo wskaźnika Dust Veil Index ($\log DVI$) w latach 1680-1974
Fig. 3. Spectrum of Dust Veil Index ($\log DVI$) in years 1680-1974

Tabela 2. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cyklicznego wskaźnika $\log DVI$, R - współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} - test Fishera-Snedecora

Table 2. Periods Θ , amplitudes b and phases c of numerical cycles of the $\log DVI$ index in the years 1680-1980, (R - multiple correlation coefficient, F_{obl} - F-test)

Θ	b	c	R	F_{obl}
4.0	0,162671	-3,040142	0.339	4.15
5.3	0,107560	-1,197841	0.362	4.83
8.6	0,051511	1,225968	0.287	2.87
11.4	0,182529	-2,588705	0.314	3.50
13.2	0,019969	-0,604830	0.287	2.87
16.4	0,068467	-0,918059	0.257	2.27
30.8	0,081962	0,733304	0.205	1.40
38.4	0,069369	0,430531	0.223	1.68
91.8	0,173382	1,860319	0.339	4.15
<256.5	0,155512	-3,137547	0.241	1.97

Interferencję cykli $F(t)$ zamieszczonych w tab.4 o współczynniku korelacji $R = 0,719$ i składniku liniowym $\log DVI = 4,49023 - 0,001071t$ oraz wartości zmierzone $\log DVI$ przedstawiają wykresy na rys. 4

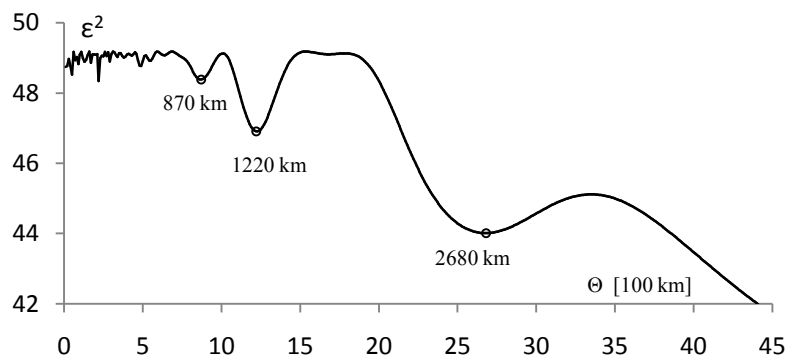


Rys. 4. Zmiany wskaźnika $\log DVI$ w latach 1600-2100
 Fig. 4. Changes of $\log DVI$ index in 1600-2100 years

Przykład 3. „Fale” termiczne równoleżnikowe w Europie (1961-1990)

W zmianach temperatury powietrza w Europie (1961-1990) np. wzdłuż równoleżników (Λ) można metodą sinusoid regresji określić tzw. fale termiczne, zastępując czas t współrzędną geograficzną Λ (uporządkowaną rosnąco), wyrażoną w setkach kilometrów: $\Lambda = 1,111 \lambda^\circ \cos \varphi^\circ$. Zmieniając długość geograficzną Λ co 0,1 tj. co 10 km otrzymano widmo równoleżnikowych zmian temperatury w zimie, które zawiera trzy najsilniejsze fale o długościach 870, 1220 i 2680 km i amplitudach 1,20, 1,48, i 2,73°C (rys. 5, tab. 3):

$$T = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} \Lambda + c \right)$$



Rys. 5. Widmo (falogram) temperatury powietrza w zimie w Europie wzdłuż równoleżników Λ
Fig. 5 Spectrum of the latitudinal of air temperature in winter in Europe (1960-1990)

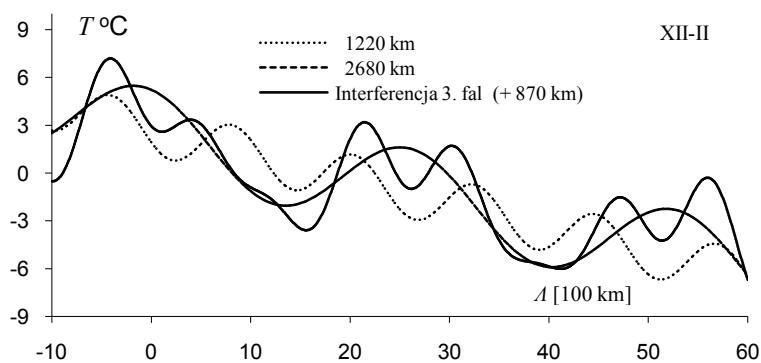
Tabela 3. Cykle zmian równoleżnikowych temperatury powietrza w zimie w Europie (1960-1990)
Table 3. The cycles of the latitudinal changes of air temperature in winter in Europe (1960-1990)

Θ km	b	c	ε^2	R	F_{obl}
870	1,198910	-1,34645	48,381	0,127323	5,7509
1220	1,483423	-2,60995	46,910	0,214762	16,8752
2680	2,727748	1,732526	44,012	0,324116	40,9665

. Interferencję tych fal równoleżnikowych temperatury powietrza $T=f(t)$ przedstawiono na rys. 6:

$$T = f(t) = 2,189958 - 0,12545 \Lambda + 1,198910 \sin\left(\frac{2\pi}{870} \Lambda - 1,34645\right) + 1,483423 \sin\left(\frac{2\pi}{1220} \Lambda - 2,60995\right) + 2,727748 \sin\left(\frac{2\pi}{2650} \Lambda + 1,732526\right)$$

Są to wykresy 2 fal termicznych wzdłuż równoleżników: $\Theta_2 = 1220$ km i $\Theta_3 = 2680$ km) oraz interferencja (wypadkowa) 3 fal – z $\Theta_1 = 870$ km).



Rys. 6. Profil równoleżnikowy temperatury powietrza w zimie w Europie (interferencja fal termicznych : $\Theta_1 = 870$ km , $\Theta_2 = 1220$ km, $\Theta_3 = 2680$ km)

Fig. 6. Profile of the latitudinal of air temperature in winter in Europe (interference of waves of $\Theta_1 = 870$ km , $\Theta_2 = 1220$ km, $\Theta_3 = 2680$ km)

Summary

The “regression sinusoid” method the J. Boryczka for determining spectrums and cycles

The statistical methods used until now harmonic analysis – determination of consecutive terms in Fourier series, spectroanalysis – autocorrelation method, are not too well suited to study periodic changes of the climate. The deficiency of the harmonic analysis is assumption of fictional periods: $n, \frac{n}{2}, \frac{n}{3}, \dots$. The periods received by dividing arbitrarily the duration of a chronological sequence into two, three, etc. parts do not correspond to actual periods. Only some of the harmonics may by accident appear to be the same as actual periods. The method is useless to discover periods between: n and $n, \frac{n}{2}$ and $\frac{n}{3}$, etc.

The commonly used autocorrelation method can only be used to determine only very short periods of change (with high frequency). Autocorrelation coefficients between the original chronological sequence and sequences obtained in effect of time translation by 1, 2, 3, ..., k units are calculated basing on an increasingly smaller number of data $n-k$. This restricts the applicability of the method to periods not exceeding $k = \frac{n}{2}$.

The „regression sinusoid” method developer by Jerzy Boryczka (1998) consist in adjusting the results of the y_1, \dots, y_n measurements performer in time t_1, \dots, t_n (using the smallest square values) of consecutive sinusoid with presumed cycles, e.g. $\Theta := 1, 2, \dots, n$ or $0.1, 0.2, \dots, n$ (or $\Theta = \frac{1}{12}, \frac{2}{12}, \dots, n, \Theta = 0.0833, 0.1667, \dots, n$). The regression sinusoid equation (as termed by author) with the cycle Θ , amplitude b and phase c :

$$y = a + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

with a predetermined oscillation band, e.g. $\Theta = \frac{1}{12}, \frac{2}{12}, \dots, k$ where $k \leq n$.

The spectrum is a sequence of the values residual variance (ε^2), $\varepsilon_1^2, \dots, \varepsilon_k^2$ (oscillation spectrum) corresponding to the presumed cycles $\Theta = 0.1; 0.2; \dots; k$. The cycles denote the local minimum Θ_{\min} of the residual variance ε_{\min}^2 – (local maximum coefficient of correlation R_1, R, \dots, R_k – correlation oscillogram):

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2, \quad y_i = y(t_i) + \varepsilon_i$$

where: $\varepsilon_i = y_i - y(t_i)$ – remainders

Real periods that are sought for Θ_j – are minimum values of local oscillation spectra (ε^2). They correspond to minimum values of rest variances and maximum values of multiple correlation coefficient R :

$$R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}$$

where s^2 – variance of y .

Determination of a hidden period Θ_j – regression sinusoid with amplitude b_j and phase shift c_j requires the determination of a formula of a regression plane.

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2$$

in relation to time variables $x_1 = \sin \frac{2\pi}{\theta} t$, $x_2 = \cos \frac{2\pi}{\theta} t$.

Amplitude of changes (b) and phase shift (c) are determined with the following formulae:

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2} \quad , \quad \text{tg } c = \frac{a_2}{a_1}$$

where angle c meets the following conditions: $a_1 = b \cos c$, $a_2 = b \sin c$.

The amplitude of the b cycle is verified in the same way as the determination coefficient R^2 , by using the Fisher-Snedecor test, with 2 and $n-3$ freedom levels:

$$F_{obl} = \frac{n-3}{2} \frac{R^2}{(1-R^2)}$$

Real periods were used to determine time trends

$$y = f(t) = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j \right)$$

composing (smallest square condition) regression sinusoids with actual periods, verified with the Fisher-Snedecor test with $2k$ and $n-2k-1$ degrees of freedom.

$$F_{obl} = \frac{n-2k-1}{2k} \frac{R^2}{(1-R^2)}$$

Another problem solved in the *Atlas* is modelling of natural and anthropogenic changes of climate. The measured values of e.g. air temperature (y) are a sum of natural (y_0) and anthropogenic (Δy) components. It is possible to separate the natural component since it undergoes periodic changes. The resultant of those natural changes can be described with a few or about a dozen sinusoids with discovered real periods. The measure of anthropogenic changes is a linear component $\Delta y = at$ of time trend

$$y = f(t) = a_0 + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin \left(\frac{2\pi}{\theta_j} t + c_j \right)$$

Partial regression coefficient a can indicate an upward ($a > 0$) or downward ($a < 0$) trend of anthropogenic changes. It can also approximate natural changes – a stretch of the sinusoid with a very long unknown period.

The difference between linear components $\Delta y_1 - \Delta y_2 = (a_1 - a_2) t$ of time trends of two neighbouring localities results from the impact of anthropogenic factors. Oscillation spectra, characterizing natural changes in neighbouring towns are the same ($b_1 \approx b_2$)

V. PROMOCJA WYNIKÓW BADAŃ PRZEZ PROFESORÓW RÓŻNYCH SPECJALIZACJI

Promocji kolejnych tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* w Przedmowach dokonali: Prof. Wincenty Okołowicz (tom I), Prof. Zdzisław Mikulski (tom III), Prof. Jerzy Kondracki (tomy: II, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, pośrednio XII i XIII).

Największym zwolennikiem tego kierunku badań wśród klimatologów polskich był **prof. Wincenty Okołowicz**, długoletni kierownik Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. W przedmowie do pierwszego tomu *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1974) tak pisał:

„Niniejsza praca posiada niewątpliwie wysoką wartość zarówno naukową, jak i praktyczną, np. przy prognozowaniu parametrów meteorologicznych zdeterminowanych przez czynniki geograficzne. Jej wyniki mogą być wykorzystane we wszystkich dziedzinach potrzebujących ogólnej informacji klimatologicznej. Jednak największe znaczenie ma, jak się wydaje, sam pionierski charakter pracy. W niej i we wcześniej ukończonej rozprawie habilitacyjnej dr Marii Stopy-Boryczki o cechach termicznych klimatu Polski pokazano po raz pierwszy w naszej literaturze możliwość tak szerokiego zastosowania metod matematycznych w opracowaniach klimatologicznych, i co więcej, znaczenie uzyskanych na tej drodze wyników”.

„Na zakończenie warto podkreślić, że sukces Autorów jest jednocześnie sukcesem Zakładu, w którym pracują. Zakład, poszczególni członkowie zatrudnionego w nim zespołu i jego kierownictwo od lat dążyli, przy skromnych niestety możliwościach, do ciąglego unowocześniania metod i kierunków badań. Pomoc maszyn matematycznych w pracy naukowej wykorzystała swego czasu doc. Z. Kaczorowska do zbadania okresowości sum opadu w rozprawie o opadach w Polsce w przekroju wieloletnim. Z pomocy takiej korzystali również Koledzy np. przy poszukiwaniu związku pomiędzy wskaźnikami meteorologicznymi i objawami chorobowymi (w badaniach bioklimatologicznych prowadzonych wspólnie z medykami), przy poszukiwaniu wpływu czynników geograficznych na rozkład opadu (na terenie województwa białostockiego), przy ustalaniu zależności temperatury w przygruntowej warstwie powietrza od właściwości termicznych gruntu (w okolicy bagien nadbiebrzańskich), w badaniach krótkookresowych zmian zawartości pary wodnej w powietrzu i związku jej ilości z innymi parametrami meteorologicznymi (w pracy o transformacji pary wodnej nad Polską) itd.”.

Promocji III tomu *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1980) z wyodrębnionym podtytułem *Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce* dokonał hydrolog, **prof. dr hab. Zdzisław Mikulski** – ówczesny Dziekan Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych. W swojej przedmowie do wymienionego tomu tak pisze: „Niniejsza trzecia część *Atlasu* dotyczy włącznie wilgotności powietrza, warunkującej prawie wszystkie procesy i zjawiska atmosferyczne. W celu określenia zawartości pary wodnej w powietrzu użyto pięciu wskaźników: ciśnienia pary wodnej, wilgotności względnej, wilgotności właściwej, wilgotności bezwzględnej i niedosytu wilgotności. Jest to pierwsze w literaturze polskiej kompendium wiedzy o wilgotności powietrza w Polsce. Istotne znaczenie np. dla celów rolnictwa, budownictwa, komunikacji mają mapy ilustrujące rozkład wilgotności bezwzględnej i właściwej powietrza na obszarze Polski w poszczególnych miesiącach, opracowane po raz pierwszy przez Autorów. Przestrzenne zróżni-

cowanie wskaźników wilgotności powietrza w Polsce charakteryzują histogramy i rozkłady dystrybuanty empirycznej porównane z rozkładem normalnym. Ich związek z innymi parametrami meteorologicznymi pokazują równania prostych regresji i współczynników korelacji”.

„Praca stanowi ważny wkład Autorów i Zakładu Klimatologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych UW do poznania klimatu Polski”.

Z geografów fizycznych na największą wdzięczność za uznanie tego kierunku badań zasługuje **prof. dr Jerzy Kondracki** – długoletni dyrektor Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego, którego przedmowy do kolejnych tomów: II (1976), IV (1986), V (1989), VI (1990), VII (1992), VIII (1994) i IX (1995 r.) inspirowały do dalszych dociekań w zakresie wpływu czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych nie tylko w Polsce. W przedmowie do VIII tomu *Atlasu*, z wyodrębnionym podtytułem *Cechy oceaniczne klimatu Europy*, tak pisze na temat tych publikacji: „*Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, którego kolejne tomy ukazują się w druku od 20 lat, można potraktować jako serię wydawniczą. Pierwszy tom opublikowano w roku 1974, ósmy w 1994. Kolejne tomy *Atlasu* różniące się między sobą zarówno problematyką badań, jak też zastosowanymi oryginalnymi metodami statystycznych opracowań. W pięciu kolejnych tomach *Atlasu* opisano empirycznymi wzorami – równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji – przestrzenne rozkłady podstawowych elementów klimatu w Polsce. Określono główne cechy termiczne i wilgotnościowe klimatu Polski, wynikające z jej położenia geograficznego w umiarkowanych szerokościach Europy Środkowej. Zbadano zależności poszczególnych elementów klimatu: temperatury powietrza, wilgotności, zachmurzenia, opadów atmosferycznych, prędkości wiatru (średnich z lat 1951-1960, 1951-1965, 1951-1980) od czynników geograficznych. Rolę czynników geograficznych spełniają: szerokość i długość geograficzna oraz wysokość nad poziomem morza. Szerokość geograficzna w empirycznych wzorach jest miarą dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, determinującej intensywność procesów atmosferycznych (obieg ciepła, obieg wody i cyrkulacja). Długość geograficzna wyraża odległość od Oceanu Atlantyckiego kształtującego klimat Europy. Natomiast wysokość nad poziomem morza deformuje najbardziej pola zmiennych klimatologicznych. Empiryczne wzory, tj. równania hiperpłaszczyzn regresji, umożliwiły wyznaczenie jedynie średnich gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych na obszarze Polski (w poszczególnych miesiącach, półroczach, roku). Okazało się, że poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych na klimat (średnie gradienty horyzontalne i hipsometryczne) określone na podstawie danych z dziesięciu lat (1951-1960) mało różnią się od analogicznych z trzydziestu lat (1951-1980). Współrzędne geograficzne (szerokość i długość) oraz wysokość nad poziomem morza spełniają podwójną rolę. Są one czynnikami geograficznymi i jednocześnie współrzędnymi położenia punktów w układzie trójwymiarowym – użytymi do opisu pola. Wprowadzenie przez autorów *Atlasu* wysokości nad poziomem morza do empirycznych wzorów ma ogromne znaczenie metodyczne, gdyż zwiększa ich dokładność. Po prostu wynika to z zależności wszystkich elementów klimatu od wysokości terenu. Matematyczne zdefiniowanie gradientu pola pozwoliło na wyodrębnienie poziomej zmienności temperatury powietrza w Europie (południkowej i równoleżnikowej) od pionowej (hipsometrycznej). Wyeliminowanie wpływu wysokości nad poziomem morza na temperaturę powietrza umożliwiło wydzielenie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy. Jedną z miar tego oddziaływania jest odchylenie gradientów horyzontalnych (przedstawionych na mapach

w postaci wektorów) od południków lokalnych. Wcześniej E. Romer (1949) i inni oceniali wpływ Oceanu Atlantyckiego na klimat na podstawie izoterm zredukowanych do poziomu morza przy założeniu stałego (w przestrzeni i czasie) spadku temperatury z wysokością, równego $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. *Atlas* zawiera 130 tabel i 204 ryciny wykonane za pomocą komputera, w tym 150 map demonstrujących bardzo szczegółowo różne aspekty termiczne Europy. Ciekawe są profile termiczne według szerokości i długości geograficznej oraz wzniesienia nad poziomem morza, przy czym dla geografów szczególnie przekonujące są profile dla poszczególnych miesięcy, pór roku i rocznej amplitudy ze wskazaniem na nich miejsca Warszawy (rys. 1-21), dające się wykorzystać na potrzeby dydaktyczne i popularyzacyjne”.

„Wprowadzenie przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego modeli statystycznych jako narzędzi badań wpływu czynników geograficznych na klimat jest znacznym postępem w rozwoju klimatologii”.

Profesor Jerzy Kondracki ustosunkował się także do badań współczesnych zmian klimatu, prowadzonych w Zakładzie Klimatologii, przede wszystkim w Przedmowie do XI tomu *Atlasu* następująco:

„Inicjatywa Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego opracowania kolejnego XI tomu „Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce” z wyodrębnionym tytułem „Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie” zasługuje na uznanie. Zmiany klimatu należą do najważniejszych problemów badawczych integrujących nauki przyrodnicze, ze względu na przyszłość życia na Ziemi. Koncepcja samego tematu badań wynika z dotychczasowych prac autorów *Atlasu*. Nowością jest określenie wielookresowych zmian i tendencji wiekowej temperatury powietrza w Europie. Jest nią też wykazanie synchroniczności wahań temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca. Treść opracowania nawiązuje do VII tomu *Atlasu*, opublikowanego w 1992 r., a dotyczącego wiekowych zmian klimatu Warszawy. Znaczącym postępem w badaniach jest identyfikacja przyczyn naturalnych zmian klimatu przedstawiona w obszernej monografii J. Boryczki (1993) „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII i XXI wieku”. W XI tomie *Atlasu* autorzy znacznie rozszerzyli zakres badań zmian klimatu na podstawie długich ciągów chronologicznych: temperatury powietrza z 8 miast europejskich (Warszawa, Kraków, Wrocław, Praga, Zurych, Genewa, Poczdam, Anglia Środkowa). Autorzy wnioskuje o naturalnych przyczynach ocieplania klimatu w ostatnich dwóch stuleciach. Te coraz cieplejsze zimy w Europie (np. w Warszawie o $1^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$, Genewie o $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$) przypisują oni wzrostowi aktywności Słońca w latach 1779-1993 – o $15,3/100\text{ lat}$ i spadkowi aktywności wulkanicznej w latach 1680-1980 – rzadszym wybuchom wulkanów i mniejszej emisji pyłów wulkanicznych do atmosfery. W pracy oszacowano także zmienność temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach, wynikającą z czynników antropogenicznych. Antropogeniczny wzrost temperatury w Warszawie wynosi $0,10\text{-}0,15^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$. Jest on wynikiem głównie rozbudowy miasta i kształtowania miejskiej wyspy ciepła (większej akumulacji ciepła przez powierzchnie zabudowań o mniejszym albedo). W pracy dominują wyniki badań dotyczące cykliczności i tendencji temperatury powietrza, z wyodrębnieniem poszczególnych sezonów, półroczy i roku. Duże znaczenie poznawcze ma wykrycie cykli długich – kilkudziesięcioletnich i wiekowych, a nawet dwuwiekowych, wyznaczonych z dużą dokładnością. Prezentowany tom zawiera oryginalne wyniki badań dotyczące zmian klimatu. Rezultaty badań cykliczności zmian klimatu i jego tendencji wiekowych mogą być wykorzystane w naukach pokrewnych – w hydrologii, biologii, czy też geologii. Mogą one również być wykorzystane w niektórych działach gospodarki, np. w rolnictwie. Ważny jest też

aspekt dydaktyczny – kształcenia absolwentów w zakresie nauk przyrodniczych i ochrony środowiska. Duże znaczenie mają prognozy naturalnych wahań klimatu pod wpływem czynników naturalnych (aktywności Słońca i wulkanów), obserwowanych od wielu tysięcy lat. Wiarygodne wydają się sondaże przyszłości (po rok 2100) otrzymane na podstawie długich ciągów pomiarów, które wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu w XXI wieku. Można sądzić, że naturalne cykle klimatu obserwowane w holocenie (stwierdzone również w XVIII-XX wieku) będą powtarzać się nadal i kształtować klimat Ziemi”.

Przedmowa **prof. Jerzego Kondrackiego** do tomu XI Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce jest jednocześnie promocją tomu XIII, gdyż stanowią one całość w zakresie cyklicznych zmian klimatu miast w Europie. Trzynasta część Atlasu jest syntezą dotychczasowych badań autorów cykliczności zmian: aktywności Słońca i stałej słonecznej, wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), cyrkulacji atmosferycznej w Europie, temperatury powietrza w Europie, opadów atmosferycznych w Polsce, ciśnienia atmosferycznego i wartości ekstremalnych temperatury powietrza w Warszawie.

Jednym z przykładów zastosowania metody J. Boryczki (1993) „sinusoid regresji” do wykrywania okresowości i wyznaczania trendów czasowych przez innych autorów jest praca: Cyberski J., 1995, *Współczesne i prognozowane zmiany bilansu wodnego i jego rola w kształtowaniu zasolenia wód Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, (rozprawa habilitacyjna), str. 137-139, str. 141-149 i inne. Cytaty niektórych jej fragmentów:

Istotnym walorem metody Boryczki jest możliwość wykonania obliczeń w sytuacji niespełnienia warunku ciągłości danych, co przy analizowanych danych oceanograficznych można uznać za jej największą zaletę” (str.139). *Możliwości jakie dało zastosowanie metody Boryczki w analizie długoletnich zmian zasolenia nie ograniczały się jedynie do ujawniania wykrytych okresów. Rekonstrukcja, którą uzyskuje się na drodze aproksymowania, obejmuje w konsekwencji cały zadany okres wraz z pustymi miejscami. Umożliwia ona uzupełnienie informacji o czasach z brakującymi danymi na dość wysokim poziomie wiarygodności, wynikających z określenia błędu standardowego*

O zastosowaniu metody „sinusoid regresji” J. Boryczki w hydrologii (w pracy habilitacyjnej)

Jednym z przykładów zastosowania metody J. Boryczki (1993) „sinusoid regresji” do wykrywania okresowości i wyznaczania trendów czasowych przez innych autorów jest praca **Jerzego Cyberskiego** (1995) *Współczesne i prognozowane zmiany bilansu wodnego i jego rola w kształtowaniu zasolenia wód Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, (rozprawa habilitacyjna), str. 137-139, str. 141-149 i inne. Cytaty niektórych jej fragmentów:

Str. 137-138. „Analizę zmian zasolenia wody morskiej w wybranych stacjach w wieloletniu przeprowadzono dwoma metodami: tradycyjną sprowadzającą się do wyliczenia trendów, oraz nową, zastosowaną po raz pierwszy w oceanologii, polegającą na wykrywaniu optymalnych okresów zmian w niekompletnych ciągach chronologicznych. W tym drugim przypadku zaadaptowano metodę Boryczki. Metoda Boryczki została z powodzeniem wprowadzona do klimatologii, do wyznaczania trendu pól meteorologicznych (Boryczka 1981) przy wykrywaniu ukrytych okresów oraz modelowania deterministyczno-stochastycznego (Boryczka 1984), a także przy rekonstrukcji, aproksymacji i prognozie elementów bilansu wodnego (Gutry-Korycka, i Boryczka 1990). szczegółowy opis metody zawarty jest w monografii (Boryczka 1984), według którego opracowano program komputerowy* wykorzystany w niniejszym opracowaniu.

*Program opracował M. Kowalewski z Zakładu Oceanografii Fizycznej Instytutu Oceanografii UG

Wszystkie dotychczasowe metody wykrywania okresów stawiały ostre wymagania w stosunku do kompletności danych w przedziałach dyskretnych. Arbitralny podział ciągu danych, np. przez wyznaczanie wyrazów szeregu Fouriera w analizie harmonicznej był w pewnym stopniu źródłem informacji o fikcyjnych okresach np. n , $n/2$, $n/3$ itd. Omawiana metoda jest wolna od tych usterek, bowiem dokonuje aproksymacji, także niekompletnego ciągu chronologicznego, w dowolnych odstępach czasu sinusoidami regresji (Boryczka 1993). Znalezienie ukrytego okresu optymalnej sinusoidy sprowadza do wyznaczenia równania płaszczyzny regresji (Gutry-Korycka, i Boryczka 1991, Boryczka 1993).”

Str. 139. „Istotnym walorem metody Boryczki jest możliwość wykonania obliczeń w sytuacji niespełnienia warunku ciągłości danych, co przy analizowanych danych oceanograficznych można uznać za jej największą zaletę” (str.139). Swoista niezależność wyszukiwania ukrytych okresów w tej metodzie, w przeciwieństwie do dotychczas stosowanej analizy harmonicznej, pozwala na rzetelniejszą ich identyfikację”.

Str. 141. „Możliwości jakie dało zastosowanie metody Boryczki w analizie długoletnich zmian zasolenia nie ograniczały się jedynie do ujawniania wykrytych okresów. Rekonstrukcja, którą uzyskuje się na drodze aproksymowania, obejmuje w konsekwencji cały zadany okres wraz z pustymi miejscami. Umożliwia ona uzupełnienie informacji o czasach z brakującymi danymi na dość wysokim poziomie wiarygodności, wynikających z określenia błędu standardowego estymacji z wariancji resztkowej. Wygenerowany tą metodą sekwencyjny ciąg danych historycznych, pod warunkiem uzyskania wysokich ocen kryterialnych, staje się wyjątkowo użytecznym zbiorem, pozwalającym w konsekwencji – w omawianym przypadku – na badanie wzajemnych powiązań zasolenia z moderatorami hydrologicznymi”

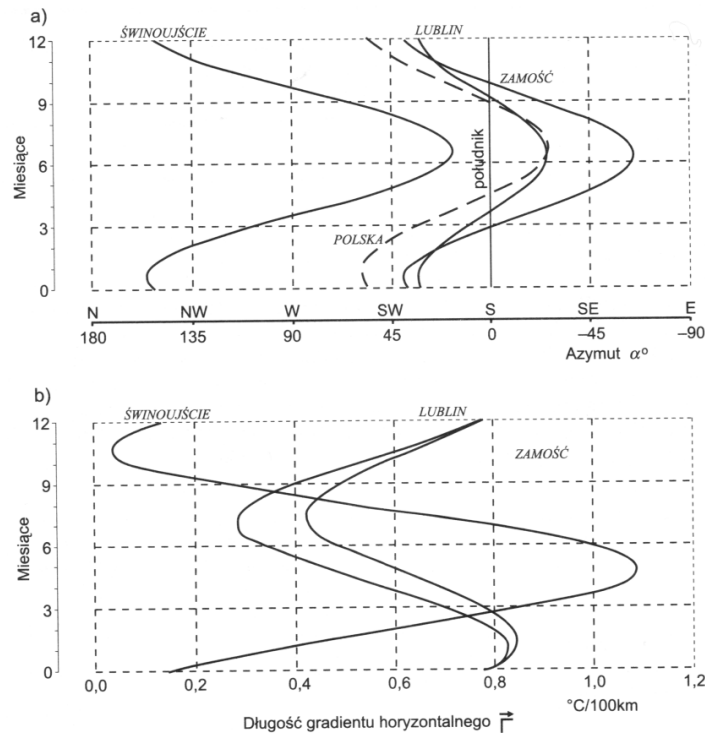
Str. 141 cd. „Zastosowanie modelu Boryczki umożliwiło wyliczenie wartości zasolenia z dowolnie zadaniem krokiem dyskretności. Wygenerowanie wartości, na podstawie danych empirycznych ze stacji reprezentatywnych, dało wysoce prawdopodobną ich aproksymację w postaci przebiegów ciągłych w okresie 1901-1990 (rys. 6.12). Weryfikacja wartości modelowanych przeprowadzona z zastosowaniem miar statystycznych: współczynnika korelacji (R), całkowitego błędu kwadratowego (CBK), specjalnego współczynnika korelacji (RS) i współczynnika zbieżności (R^2_z) – współczynnika determinacji R^2)

O poziomych gradientach pól zmiennych meteorologicznych (w książce *Klimat Polski, Nowe Spojrzenie*)

Prof. Krzysztof Kożuchowski w książce *Klimat Polski, Nowe Spojrzenie* (2011, str. 47-48) napisał: „Specyficznym wyrazem kierunku i siły oddziaływania czynników astrefowych – kontynentu i oceanu na warunki klimatyczne (termiczne) są poziome gradienty temperatury. Zmiany sezonowe ich wartości (długości wektora gradientu) oraz azymutu (kierunku) względem południka pozwalają ocenić zasięg i nasilenie wpływów kontynentu i oceanu na pole temperatury w Polsce. Według M. Stopy-Boryczki i J. Boryczki (1998) o dominacji cech kontynentalnych we wschodniej Polsce – przede wszystkim w cieplej połowie roku – świadczą odchylenia gradientu temperatury na wschód. W Zamościu np. gradient jest skierowany na ESE w czerwcu i lipcu, co oznacza, że temperatura podnosi się w tym kierunku i że czynnik astrefowy (cieplejszy kontynent) przeważa nad strefowym, kształtującym przyrost temperatury na południe

(rys. 3). W chłodnej połowie roku gradienty są skierowane na SSW i SW, a przy tym ich wartości są znacznie większe niż latem. Jest to odzwierciedlenie zimowego wzrostu znaczenia zarówno czynnika strefowego (szybko malejąca ku północy insolacja), jak i astrefowego (wzrost kontrastów termicznych między kontynentami i oceanem). Gradient nie odchyła się tak silnie od kierunku S jak latem (strefowość), natomiast jego wartość (wielkość kontrastów termicznych) znacznie wzrasta.

Znaczenie oceanicznych wpływów w zachodniej Polsce ilustrują gradienty w polu temperatury w Świnoujściu; tylko w lecie mamy tu kierunki zbliżone do S, w pozostałych porach roku temperatura wzrasta na zachód, a w zimie nawet na północny zachód. W przeciwieństwie do kontynentalnych stacji na wschodzie kraju, w Świnoujściu wartości gradientu temperatury silnie wzrastają w cieplej połowie roku, przy czym jest charakterystyczne, że maksimum długości skierowanego na SW wektora gradientu temperatury przypada na maj, tzn. w czasie, gdy zarówno Atlantyk, jak i Morze Bałtyckie stają się wyraźnie zimniejsze od wnętrza kontynentu europejskiego”.



Rys. 1. Średnie miesięczne azymuty gradientów horizontalnych temperatury (a) oraz ich wartości (b) w Świnoujściu, Lublinie i Zamościu. Źródło: M. Stopa-Boryczka i J. Boryczka, 1998

„Gradienty geograficzne temperatury i innych elementów klimatu na obszarze Polski obliczono, zakładając, że wartości tych elementów są funkcją szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (h). I tak, strefowy gradient temperatury wskazujący iż, w ciepłym półroczu temperatura między południowym i północnym krańcem Polski obniża się około $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ nie oznacza, że realne wartości temperatury w Zakopanem są wyższe niż na Helu. Podany wpływ długości geograficznej,

a przede wszystkim wysokości nad poziomem morza, która powoduje, że w górach jest jednak chłodniej niż nad morzem.

Obliczone przez J. Boryczkę (1977) równania przestrzennych zmian temperatury na obszarze Polski mają postać:

$$\begin{aligned}\Delta T &= -0,291770 \Delta\varphi - 0,255042 \Delta\lambda - 0,004211547 \Delta h \quad \text{dla sezonu chłodnego} \\ \Delta T &= -1,050513 \Delta\varphi + 0,07529335 \Delta\lambda - 0,007614576 \Delta h \quad \text{dla sezonu ciepłego}\end{aligned}$$

*Analogiczne równania opisujące zmiany przestrzenne sum opadów są następujące:

$$\begin{aligned}\Delta O &= 11,1315 \Delta\varphi - 1,99647 \Delta\lambda + 0,267289 \Delta h \quad (\text{półrocze chłodne}) \\ \Delta O &= -10,2813 \Delta\varphi + 2,29403 \Delta\lambda + 0,342861 \Delta h \quad (\text{półrocze ciepłe})\end{aligned}$$

*) J. Boryczka uznał, że pole temperatury lepiej opisują równania tzw. hiperpłaszczyzn głównych, a pole opadów – równania regresji. Formalnie obie pary równań nie są więc „analogiczne”, co jednak nie zmienia ich sensu fizycznego.

Z równań tych wynika, że w sezonie ciepłym sumy opadu (jako funkcja szerokości geograficznej) maleją ku północy a sezonie chłodnym wzrastają ku północy. Gradient -10,2813 odzwierciedla rolę orografii, kształtującej wysokie sumy opadowe na południu Polski w porze ciepłej, a także rolę konwekcji, która z kolei na północy jest ograniczona przez chłodne podłoże atmosfery w postaci wód Bałtyku. W porze chłodnej z kolei, gradient +11,1315 wyraża oddziaływanie względnie ciepłych wód Bałtyku, a także znaczenie szlaków niżowych, wiodących z zachodu przez Bałtyk – czynników sprzyjających opadom na północy Polski. W obu sezonach opady zmniejszają się ku wschodowi (ujemne współczynniki przy długości geograficznej), rosną zaś wraz z wysokością nad poziomem morza (dodatnie współczynniki przy h).

Opublikowanie kolejnych części tej 33 tomowej serii *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* było możliwe dzięki pomocy wielu życzliwych osób. Z okazji 60-lecia Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1952-2011) i 40-lecia tego wydawnictwa (1974-2013) pragniemy serdecznie podziękować tym wszystkim współpracownikom, którzy przyczynili się do zachowania ciągłości serii.

Na pierwszym miejscu należy wymienić prof. Jerzego Kondrackiego – autora przedmów do 9 tomów *Atlasu*, za sugestie uwzględnienia lokalnych czynników geograficznych w modelowaniu klimatu Polski oraz określenia udziału czynników astronomicznych w badaniach zmian klimatu Ziemi.

Recenzentem ostatnich 9 tomów *Atlasu* jest prof. Bohdan Mucha – Lwowski Uniwersytet im. Iwana Franki, Ukraina.

Obliczenia do części wcześniejszych tomów *Atlasu* wraz z modyfikacją programów zostały wykonane w Centrum Informatycznym Uniwersytetu Warszawskiego.

Serdecznie dziękujemy kolejnym władzom Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW – Dziekanom: Prof. dr hab. Andrzejowi Richlingowi, Prof. dr hab. Marii Skoczek i Prof. dr hab. Andrzejowi Lisowskiemu oraz obecnemu Kierownikowi Zakładu Klimatologii Prof. dr hab. Krzysztofowi Błażejczykowi za życzliwość i akceptację kierunków badań w kolejnych tomach *Atlasu*.

Ponadto serdecznie dziękujemy Wydawnictwom Uniwersytetu Warszawskiego i Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych, a przede wszystkim Redaktorowi

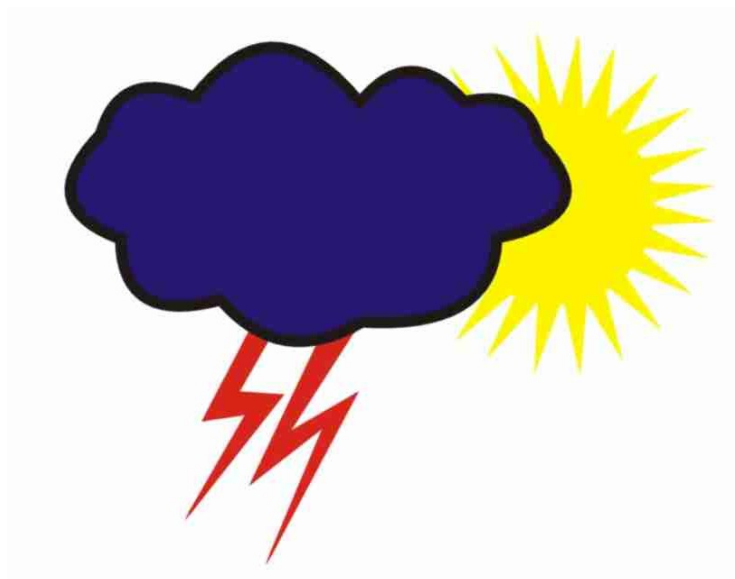
Władysławowi Żakowskiemu, za cenne rady i wskazówki podczas redagowania kolejnych części *Atlasu*.

Należy także podkreślić, że wydawane tomy zwłaszcza w poprzednim dziesięcioleciu były dofinansowane przeważnie przez Komitet Badań Naukowych.

Niektóre tomy *Atlasu* były wyróżnione nagrodami Rektora Uniwersytetu Warszawskiego, a dwa z nich nagrodami Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego

UNIwersYTET WARSZAWSKI
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Zakład Klimatologii

KLIMAT WIELKIEJ WARSZAWY
W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
W LATACH 1952-2007



Warszawa 2008

UNIwersYTET WARSZAWSKI
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Zakład Klimatologii

KLIMAT WIELKIEJ WARSZAWY

W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
W LATACH 1952-2007

**Materiały Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii
i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego
na XII Pikniku Naukowego Polskiego Radia BIS
zorganizowanego w dniu 14.06.2008 w Warszawie
pod hasłem *P o z n a j j ę z y k n a u k i***

Warszawa 2008

Komitet Redakcyjny

Krzysztof BŁAŻEJCZYK
Maria STOPA-BORYCZKA
Jerzy BORYCZKA
Jolanta WAWER
Władysław ŻAKOWSKI

Opracowanie komputerowe tekstu i ilustracji
oraz skład i łamanie

Jan SKRZYPCZUK

ISBN 978-83-89502-33-4

ROK 1221 – EUROPA – POWODZIE

„Od świąt bowiem Wielkanocnych aż do jesieni ciągle panujące deszcze i słoty takie sprawiły rzek wylewy, że od nadzwyczajnego wód wezbrania lękano się w kraju prawdziwego prawie potopu. Ta straszliwa i niezwykła powódź wiele wsi w nizinach leżących całkiem niemal zniszczyła i zalala, przeszkodziła siewom wiosennym, a co w jesieni posiano, to zniweczyła do szczytu; nie wiele tylko miejsc, kędy pola na wzgórkach i innych wyżynach były położone, od tej plago ocalało. Zniszczone przeto takimi zalewami zboża wielką klęską dotknęły nie tylko Polskę, ale i wszystkie kraje okoliczne, gdzie podobne panowały powodzie. Bo gdy bydłom domowym zabrakło paszy, upadały naprzód obory, a potem nastął głód ciężki, który przez trzy lata nie ustając, siła ludzi, a zwłaszcza wieśniaków, dla braku żywności wymorzył i tak dalece wytepił, że wiele wsi i miasteczek z ludności ogołoconych stało prawie pustkami. Klęskę tę sprawioną zbyt ciężkimi słotami, powiększyła jeszcze sroga i niezwyklej ostrości zima, która po tych deszczach nastąpiła ...”.

ROK 1473 – EUROPA – SUSZA

„Rok ten pamiętny był dla całej Europy i dla Królestwa Polskiego nadzwyczajnymi słońca, upały i suszą nieprzerwaną; pojawienie się bowiem poprzednie komety zrzędziło niesłychane skwary i brak wody, tak że źródła wszystkie powysychały i największe rzeki w Polsce można było w bród przebywać. Nie tylko pod Krakowem, Sandomierzem, Warszawą, Płockiem ale i pod Toruniem Wisła tak była płytka. Paliły się we wszystkich stronach Polski lasy, bory, krzaki i zarośla ogniem niewstrzymanym, który nie dał się ugasić, póki wszystkiej drzewiny z korzeniami nie strawił. Słychać było wszędy trzask i łomot upadających drzew. Pasieki także i barcie w lasach pogorzały, zasiewy wiosenne zbytnia susza powypalała”.

*Ekstremalne zjawiska pogodowe w X-XVI wieku
(wg Kronik)*

VI. KLIMAT WIELKIEJ WARSZAWY W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII W LATACH 1952-2007 (XII Piknik Naukowy, 2008) Suplement do T. XXX, 2013

WPROWADZENIE

Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego otrzymał kolejne zaproszenie do udziału w XII Pikniku Naukowym Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik za które serdecznie dziękujemy

W odpowiedzi na ankietę Polskiego Radia BIS sformułowano hasło Zakładu Klimatologii „Zrozumieć klimat”, którego autorem jest prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk. Podano też wstępnie opis merytoryczny pokazów:

• przybliżenie wiedzy o procesach i zjawiskach zachodzących w atmosferze i naturalnych przyczynach zmian klimatu;

• rola człowieka w zmianach klimatu

• cechy klimatu miasta na przykładzie Warszawy

W ankiecie określono też formy prezentacji wyników badań Zakładu Klimatologii pod kątem ogólnego hasła XII Pikniku Naukowego 2008: „Język nauki. czyli bogactwo form komunikacji naukowej”. Są to specjalnie przygotowane plansze, wystawa: publikacji, prac magisterskich i licencjackich, demonstracja aparatury pomiarowej. Są również stałe elementy wystaw i pokazów z poprzednich pikników.

Głównym naszym zadaniem było przygotowanie odpowiednich plansz ilustrujących ważniejsze wyniki badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu. Przedstawiono też ważniejsze osiągnięcia z badań klimatu Warszawy. Dynamikę procesów i zjawisk atmosferycznych pokazano na planszach odzwierciedlających różne rodzaje chmur, zjawiska burzowe itp. – z wykorzystaniem barwnych fotografii z prywatnych zbiorów pracowników Zakładu.

Dotychczas największe zainteresowanie wzbudziły kolorowe plansze dotyczące przyczyn zmian klimatu, rodzajów chmur i zjawisk atmosferycznych, krajobrazów Polski w 4 porach roku, kronik pogody z X-XVI wieku, historii meteorologii i klimatologii oraz opisów pogody w *Panu Tadeuszu* i *Chłopach*. Dzieci i młodzież najbardziej interesowały pomiary podstawowych elementów meteorologicznych: ciśnienia atmosferycznego, temperatury i wilgotności powietrza oraz kierunku i prędkości wiatru. Dominowało zainteresowanie automatyczną stacją meteorologiczną, umożliwiającą także pomiar promieniowania słonecznego, oraz sondami do pomiaru temperatury gruntu na różnych głębokościach.

Biorąc pod uwagę duże zainteresowanie ilustracjami na planszach i wyrażonymi chęciami zakupu niektórych plansz i publikacji książkowych dla szkół, postanowiliśmy w tym roku też opublikować je wraz z odpowiednimi, rozszerzonymi komentarzami. W publikacji tej nie można było pominąć najważniejszego wydarzenia działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii UW, jakim było 55-lecie (1951-2006). Jubileusz klimatologii warszawskiej pragniemy uczcić przede wszystkim udziałem studentów w badaniach naukowych w ramach prac dyplomowych na przykładzie największego poligonu doświadczalnego badań klimatu miasta jakim jest stolica. Stąd tytuł „Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w

w latach 1952-2007, gdy pierwsza praca magisterska powstała w 1952 roku. Za wielką monografię klimatu Warszawy można uznać 150 prac magisterskich dotyczących poszczególnych elementów klimatu z wyróżnieniem warunków termicznych

Dotychczasowe wyniki badań przyczyniły się głównie do poznania cech charakterystycznych i osobliwych klimatu Warszawy i zróżnicowania klimatu lokalnego w obrębie miasta.

Te charakterystyczne cechy klimatu miasta (wyższa temperatura, większe sumy opadów atmosferycznych, mniejsza wilgotność powietrza i mniejsza prędkość wiatru) są ogólnie znane. Przejawiają się one w wyniku oddziaływania takich czynników jak sztuczne powierzchnie czynne, konfiguracja budynków i ulic, zmieniająca zasoby ciepła, sztuczne źródła ciepła, zmiana bilansu wodnego, zanieczyszczenie powietrza

Pomiary zróżnicowania elementów meteorologicznych w obrębie miasta w zależności od pory roku, pory dnia i sytuacji pogodowych umożliwiły zajęcie się takimi zagadnieniami jak:

- deformacja pól zmiennych meteorologicznych w skali całego miasta, ze szczególnym uwzględnieniem temperatury powietrza (wyspy ciepła);
- wpływ charakteru zabudowy i terenów zieleni na zróżnicowanie klimatu w skali lokalnej;
- określenie roli zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych.

Zwarta zabudowa w śródmieściu wyróżnia się większą stabilnością temperatury powietrza – dłuższym utrzymaniem większych jej wartości niż na peryferiach, co jest naturalną konsekwencją zanieczyszczenia utrudniającego swobodne wypromieniowanie ciepła z nagrzejanej zabudowy śródmiejskiej.

Istotny wpływ na pionowy i poziomy ruch powietrza w mieście ma stratyfikacja atmosfery. Ponieważ centralna część miasta nagrzewa się silniej aniżeli tereny otaczające, w cieplej porze roku zwłaszcza w ciągu dnia słonecznego, nad miastem wytwarza się zwykle równowaga chwiejna. Sprzyja to rozwojowi prądów konwekcyjnych – turbulencji wynoszącej powietrze na większą wysokość, wywołuje tym samym proces naturalnego oczyszczania przygruntowej warstwy powietrza lub przynajmniej zapobiega dalszemu gromadzeniu się zanieczyszczeń

Zróżnicowanie temperatury między centrum i peryferiami, nawet nocą w półroczu letnim jest również korzystny ze względu na proces samooczyszczania się powietrza nad miastem. Na peryferiach – zwłaszcza przy słabych wiatrach i niebie pogodnym – często występują inwersje temperatury (równowaga stała), powodujące stagnację chłodnego powietrza przy gruncie.

Tymczasem owa śródmiejska wyspa ciepła, jeśli nie przyczynia się do powstania równowagi chwiejnej i prądów wstępujących, to w każdym razie utrudnia stabilność uwarstwienia, podtrzymuje istnienie dyfuzji turbulencyjnej, która powoduje zmniejszenie się zawartości aerozoli w przyziemnej warstwie atmosfery.

Oryginalną część pracy stanowi rozdział pt. *Klimat Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego z wyeksponowanymi 10 podrozdziałami:*

- Cechy klimatu miasta nizinnego na przykładzie Warszawy
- Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Warszawie z wyodrębnieniem miejskiej wyspy ciepła
- Rola zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termicznych i wilgotnościowych w Warszawie
- Deformacja pola wiatru przez zabudowę w Warszawie
- Zmienność przestrzenna i czasowa warunków odczuwalnych w Warszawie
- Wpływ zabudowy na zróżnicowanie zachmurzenia w Warszawie
- Zmienność czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Warszawie i okolicach.
- Cykliczność i tendencje zmian klimatu Warszawy
- Wahania roczne i tendencje zmian zjawisk atmosferycznych
- Stan aerosanitarny Warszawy

Wymienione problemy należą do najczęściej podejmowanych tematów w pracach dyplomowych w latach 1952-2007. Scharakteryzowano je odpowiednimi pracami, przedstawiając najważniejsze wyniki badań studenckich, udokumentowanie głównie wykresami, mapami i tabelami. W rezultacie powstała nowoczesna monografia klimatu Warszawy. Integralną całość stanowi pełny wykaz prac magisterskich (150) dotyczących naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Warszawy. Wykaz prac licencjackich uzupełnia informacje o zainteresowaniach studentów

specjalizacji o klimatologii urbanistycznej, zwłaszcza, że podjęty temat pracy licencjackiej bywa zwykle kontynuowany w ramach pracy magisterskiej.

Wyniki badań klimatu Warszawy wskazują w jaki sposób miasto deformuje pola zmiennych meteorologicznych. Miarami wpływu powierzchni sztucznych (o małym albedo) i zabudowy na pole temperatury są różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem (tzw. miejska wyspa ciepła) i różnice temperatury wewnątrz miasta. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie tempa nagrzewania (w dzień) i ochładzania (w nocy) terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania się i zanikania miejskiej wyspy ciepła, w zależności od stanu atmosfery. Ważne są również wartości progowe: temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru, przy których deformacja pola temperatury powietrza przez miasto jest największa.

Na podstawie prac magisterskich można też śledzić rozwój metod badań i opracowań klimatologicznych w Zakładzie Klimatologii w latach 1952-2007. Można stwierdzić duży postęp w zastosowaniach metod statystycznych (regresji wielokrotnej, badań okresowości, trendów czasowych itp.) i wykorzystania programów informatycznych w obliczeniach komputerowych. Szczególnie się to uwidacznia w częściach dokumentacyjnych prac – tabelach, wykresach, mapach.

Przygotowanie publikacji i zorganizowanie pokazów przez Zakład Klimatologii UW wymagało dużego zaangażowania i nakładu pracy wszystkich pracowników. Na szczególne uznanie zasługuje Zespół w składzie: dr Jolanta Wawer, mgr Jan Skrzypczuk i mgr Elżbieta Bażek

Maria STOPA -BOR YCZKA, Jerzy BOR YCZKA

SPIS TREŚCI

<p>WPROWADZENIE – <i>Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA</i></p> <p>UDZIAŁ STUDENTÓW W BADANIACH NAUKOWYCH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTE-TU WARSZAWSKIEGO – <i>Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA</i></p> <p>KLIMAT WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZA-KŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTE-TU WARSZAWSKIEGO – <i>Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jolanta WAWER</i></p> <p style="text-align: center;">KLIMAT WARSZAWY W PRACACH MAGI-STERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNI-ERSYTETU WARSZAWSKIEGO –</p> <p style="text-align: center;">(Wybór prac magisterskich <i>Jolanta WAWER</i>)</p> <p style="text-align: center;">Cechy klimatu miasta nizinnego na przykładzie Warszawy</p> <p>Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu Warszawy (1999) – <i>Katarzyna BIESZKE</i> opiekun naukowy: <i>Maria STOPA-BORYCZKA</i>.</p> <p>Zmiany roczne podstawowych elementów klimatolo-gicznych w Warszawie (1984) – <i>Elżbieta MAKOS</i> opiekun naukowy: <i>Maria STOPA-BORYCZKA</i>.</p> <p>Regresja elementów meteorologicznych w Warszawie względem jej okolic (1986) – <i>Krzysztof LUDWICZAK</i> opiekunowie naukowci: <i>Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA</i></p> <p style="text-align: center;">Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Warszawie z wyodrębnieniem miejskiej wyspy ciepła</p> <p>Zróźnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód (1994) – <i>Dorota PRZYBYŁKOWSKA</i> opiekun naukowy: <i>Maria KOPACZ-LEMBOWICZ</i></p> <p>Częstość zjawiska miejskiej wyspy ciepła w Warszawie (2005) – <i>Katarzyna KROKOS</i>, opiekun naukowy: <i>Jolanta WAWER</i> . . .</p> <p>Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie w 1992 roku (1994) – <i>Urszula SOCHACKA, Urszula PUŁAWSKA</i>, opiekun naukowy: <i>Krzysztof OLSZEWSKI</i></p> <p style="text-align: center;">Rola zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termicznych i wilgotnościowych w Warszawie</p> <p>Rola zieleni w kształtowaniu cech termicznych klimatu Warszawy (1995) – <i>Dorota PORZYCKA-LIPIŃSKA</i> opiekun naukowy: <i>Maria STOPA-BORYCZKA</i>.</p> <p>Wpływ roślinności na warunki termiczne i wilgotnościowe w mieście na przykładzie Ogrodu Saskiego w Warszawie (2008) – <i>Julita CEDZYŃSKA, Hanna FRANKOWSKA, Katarzyna PIETRAS</i></p>	<p>7</p> <p>9</p> <p>17</p> <p>17</p> <p>25</p> <p>28</p> <p>31</p> <p>35</p> <p>39</p> <p>41</p> <p>41</p> <p>45</p> <p>50</p> <p>53</p> <p>57</p> <p>58</p> <p>59</p> <p style="text-align: center;">Zmienność przestrzenna i czasowa warunków odczuwalnych w Warszawie</p> <p>Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie (1997) – <i>Katarzyna GULA</i> opiekun naukowy: <i>Maria KOPACZ-LEMBOWICZ</i></p> <p>Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970 (1992) – <i>Bożena MOSSAKOWSKA</i> opiekun naukowy: <i>Maria KOPACZ-LEMBOWICZ</i></p> <p>Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1988) – <i>Anna ANDRZEJEWSKA-MAMCZAREK</i> opiekun naukowy: <i>Maria KOPACZ-LEMBOWICZ</i></p> <p>71</p> <p>74</p> <p>78</p> <p style="text-align: center;">Wpływ zabudowy na zróźnicowanie zachmurzenia w Warszawie</p> <p>Wpływ miasta na zachmurzenie na przykładzie Warszawy (1990) – <i>Anna OLECKA</i> opiekun naukowy: <i>Krzysztof OLSZEWSKI</i></p> <p>83</p> <p>85</p> <p>87</p>
--	---

Zmienność czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Warszawie i okolicach			
Kształtowanie się opadów w Warszawie i jej okolicach w okresie 1966-1970 (1972) – Barbara BOGDAŃSKA opiekun naukowy: Zofia KACZOROWSKA .	91	Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w Śródmieściu Warszawy (1996-2000) (2004) – Katarzyna JATCZAK opiekun naukowy: Jolanta WAWER	132
Badanie przestrzennego rozkładu sum opadowych deszczu ciągłego na terenie Wielkiej Warszawy w okresie od marca do listopada 1960 roku (1963) – Elżbieta BUDZISZEWSKA, opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA	95	Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995 (2000) – Adam CIEŚLAK opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI	134
Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej w latach 1971-1980 (2003) – Kamila HIPNAROWICZ, opiekun naukowy: Jolanta WAWER	98	PRACE MAGISTERSKIE DOTYCZĄCE KLIMATU WARSZAWY I OKOLIC WYKONANE W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII W LATACH 1954-2008 – Jolanta WAWER.	137
Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie (2007) – Joanna MAROSZEK, opiekun naukowy: Jolanta WAWER	100	PRACE LICENCJACKIE DOTYCZĄCE KLIMATU WARSZAWY I OKOLIC WYKONANE W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII W LATACH 2003-2007 – Jolanta WAWER	143
Cykliczność i tendencje zmian klimatu Warszawy		ZMIENNOŚĆ ZACHMURZENIA NAD POLSKĄ I JEJ UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE (1951-2000), Warszawa 2007 (praca habilitacyjna) – Elwira ŻMUDZKA. Okładka i spis treści.	145
Tendencje temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 (1999) – Edyta OLSZEWSKA, opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	105	ZMIANY ZACHMURZENIA W WARSZAWIE W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU – Elwira ŻMUDZKA	149
Zmienność termicznych pór roku w Warszawie w latach 1951-2000 (2003) – Jolanta WAWER, Monika PIETRAS .	107	CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG DANYCH DENDROLOGICZNYCH – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Szymon BIJAK, Robert CEBULSKI, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK.	145
Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995 (2003) – Mariola GÓRSKA opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA	110	Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XX-XXI, Warszawa 2007. Okładka i spis treści	155
Wahania roczne i tendencje zmian zjawisk atmosferycznych		PODSTAWY METEOROLOGII I KLIMATOLOGII, Warszawa 2007 – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK. Okładka i spis treści . .	159
Hydrometeory w Warszawie w latach 1966-2000 (2006) – Monika MARKS, opiekun naukowy: Jolanta WAWER	113	OKRESOWOŚĆ I TENDENCJE ZMIAN KLIMATU ARKTYKI (2008) – Piotr GIESZCZ, opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA	163
Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie (1977) – Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA) opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA	116	ZROZUMIEĆ PROGNOZĘ POGODY (2008) – Arleta UNTON-PYZIOLEK	165
Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy (2008) – Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA . . .	119	ZMIANY KLIMATU I ICH PRZYCZYNY, HIPOTEZY I FAKTY. VI Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Co nauka daje sztuce”, Warszawa 2002. Okładka i spis treści	172
Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007) – Karolina BŁASIAK opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA	124	KLIMAT EUROPY, PRZESZŁOŚĆ-TERAŻNIEJSZOŚĆ -PRZYSZŁOŚĆ. VIII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Nauka bez granic”, Warszawa 2004. Okładka i spis treści	175
Pokrywa śnieżna w Warszawie w latach 1965-1995 – Piotr GAŁECKI, opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA. .	129	PROGNOZY POGODY W PRZYSŁOWIACH I ICH SPRAWDZALNOŚĆ. X Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Świat za 10 lat”, Warszawa 2006, Okładka i spis treści .	178
Stan aerosanitarny Warszawy		CYKLICZNOŚĆ I TENDENCJE ZMIAN KLIMATU POLSKI. XI Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Matematyka i my”, Warszawa 2007. Okładka i spis treści	181
Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie (2000) – Aleksandra CZERWONKA, opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA.	131		

UDZIAŁ STUDENTÓW W BADANIACH NAUKOWYCH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

Duży udział w rozwiązywaniu problemów badawczych Zakładu mają absolwenci specjalizacji w ramach prac dyplomowych. Prace magisterskie rozpoczęte pod kierunkiem prof. R. Gumińskiego dotyczyły całej Polski, wybranych jej regionów geograficznych i miejscowości o charakterze leczniczym. Należy już w tym miejscu ze smutkiem podkreślić, że były to jedyny tematy prac magisterskich sformułowane przez pierwszego Profesora Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Oto wykaz 10 prac magisterskich doprowadzonych już do końcowej fazy przez dr Zofię Kaczorowską po śmierci prof. Romualda Gumińskiego:

Stefania Dąbrowska	– <i>Klimat Ciechocinka</i>
Zofia Habercio	– <i>Wpływ rzeźby terenu na kierunek wiatru</i>
Maria Lapińska-Konaska	– <i>Częstotliwość gradu w Polsce Środkowej</i>
Tadeusz Marczewski	– <i>Wilgotność gruntu w Polsce</i>
Stawomir Mączak	– <i>Osobliwości biegu rocznego temperatury w Sobieszynie</i>
Maria Mikulska	– <i>Klimat Cieplic</i>
Aniela Pajewska	– <i>Klimat Buska Zdroju</i>
Anna Patkiewicz-Roman	– <i>Niebezpieczeństwo przymrozków w Polsce</i>
Irena Polczynska-Stańczak	– <i>Klimat Gór Świętokrzyskich</i>
Roman Wyganowski	– <i>Przejawianie się kontynentalizmu w przebiegu elementów klimatologicznych na ziemiach Polski</i>

Prof. Wincenty Okołowicz i doc. Zofia Kaczorowska również uważali, że głównym ogniwem w kształceniu klimatologów są prace magisterskie, które zazwyczaj mają charakter oryginalnych opracowań cząstkowych. Przykładem takiej współpracy studentów z opiekunami naukowymi jest seria 4 prac dotyczących temperatur ekstremalnych w Polsce wykonanych w 1961 i 1966 r. (Toczko, Pelko, Paradowski, Mycielski). Przedstawiono w nich:

- roczne przebiegi średnich miesięcznych wartości temperatury maksymalnej i minimalnej w Polsce w latach 1951-1960.
 - częstość występowania ekstremalnych wartości temperatury w różnych przedziałach. Na przykład stwierdzono, że w miesiącach zimowych (XII-II) największa częstość temperatury maksymalnej przypada na przedział 0,0-4,9 °C (34-60%), a rozrzut ich jest bardzo duży – od - 25,0 do 19,9°C, natomiast w miesiącach letnich (VI-VIII) zakres wahań temperatury maksymalnej ulega pewnemu zmniejszeniu, sięgając od 5,0 do 39,9°C, z największą częstością w przedziale 20,0-24,9 °C.
 - daty przejścia przez wybrane progi temperatury maksymalnej i minimalnej
- Podano, że w badanym 10-leciu w Polsce najwyższe maksimum temperatury wyniosło 39,6°C w Kończewicach (lipiec 1959 r.) i na kilku stacjach przekroczyło 38°C.

Interesujące jest porównanie danych z 10-lecia i 50-lecia z kilkunastu stacji meteorologicznych. W badanym 10-leciu maksima temperatury, a w miesiącach XII-II, IV, IX i X są wyższe średnio o 0,2-1,5 °C, miesiącach V i VIII niższe o 0,2-1,0 niż w 50-leciu. Ponadto zauważono spadek liczby dni mroźnych i upalnych

Kolejnej serii 8 prac magisterskich wykonanych w 1958 r. zawdzięczamy wszechstronne opracowanie warunków śnieżnych w Polsce (Krawczyk, Krystek, Madany, Ozimińska, Pietrukowicz, Podrażka, Stępniewska). Najpierw sprecyzowano pojęcie szaty i stałej pokrywy śnieżnej. Wyznaczono średnie i skrajne daty opadu śnieżnego i pokrywy śnieżnej, długości okresów potencjalnych występowania śniegu i pokrywy śnieżnej, częstość opadów śnieżnych w różnych przedziałach wysokości. Zwrócono uwagę na przerwy w pokrywie wywołane odwilżami.

Liczba dni z pokrywą śnieżną jest bardzo zróżnicowana: na nizinach waha się od 19 (Gorzów) do 114 (Suwałki) (U Milaty od < 40 do > 90), w górach zgodnie z Miłatą: Sudety – około 160, Tatry – do 230 dni.

Ogólny zarys wszystkich 8 prac zasadniczo jest taki sam, ale różnią się indywidualnym podejściem i uwzględnieniem dodatkowych wskaźników. Np. analizowany stosunek liczby dni z pokrywą śnieżną do dni z opadem śnieżnym, różnice między datą pierwszego opadu śnieżnego i datą pierwszej pokrywy śnieżnej w regionie, różnice między najwcześniejszą i najpóźniejszą datą powstania i zaniku pokrywy śnieżnej, częstość opadów śnieżnych w różnych częściach Karpat itp.

Wyniki tych opracowań cząstkowych zostały wykorzystane do opracowania zbiorczych map tematycznych i podziału klimatycznego Polski w Atlasie Narodowym Polski przez prof. W. Okołowicza.

Klimaty miejscowe uzdrowisk z 1959: Iwonice, (Obrebska) Żegiestów (Zaliwska) i Szczawnica (Olechnowicz-Bobrowska) to kolejny przykład współpracy studentek specjalizacji klimatologicznej z opiekunką naukową, a efektem tego jest studium porównawcze Z. Kaczorowskiej, *Klimat lokalny uzdrowisk: Iwonice, Żegiestów i Szczawnica*, Wiadomości Uzdrowiskowe, z. 1-2, Poznań 1961, s. 81-89

Wykorzystano w nich materiały archiwalne z miejscowych stacji meteorologicznych dla opracowania poszczególnych elementów klimatu oraz własne obserwacje mikroklimatyczne, przeprowadzone równocześnie we wszystkich 3 uzdrowiskach – we wrześniu 1958 r. (23 dni) i w lutym 1959 r. (12 dni).

Przy opracowaniu elementów zroczono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem itp.

Na własne obserwacje składały się: 1. odczyty temperatur skrajnych w kłatkach umieszczonych w 2 wybranych punktach na trasach najbardziej uczęszczanych przez kuracjuszy. 2. parokrotnie przeprowadzono

codzienne obserwacje temperatury i wilgotności w centralnych punktach uzdrowisk przy różnym stanie nieba, 3. Obserwacje wykonano metodą patrolową przy różnych typach pogody w różnych porach dnia. Zgodnie z zasadami tej metody wytyczono trasy 2 profili marszowych. uwzględniając ukształtowanie terenu i możliwości rozbudowy uzdrowisk, i wzdłuż nich, w kilku zawsze tych samych punktach, wykonano pomiary temperatury i wilgotności na poziomie 0,5, 1,0 11.5 m n.p.m., określano kierunek i prędkość wiatru oraz oceniono zachmurzenie.

W efekcie dokonano próby oceny mikroklimatów różnych części uzdrowisk, określając miejsca bardziej lub mniej korzystne w stanie aktualnym, jak i w ewentualnej rozbudowie.

Wynikami z Iwonicza-Zdroju zainteresowała się Dyrekcja tego uzdrowiska w związku z zamierzoną jego rozbudową. Zaproponowano magistrantce przeprowadzenie dodatkowych obserwacji i sporządzenie szczegółowej charakterystyki mikroklimatów różnych części uzdrowiska dla Wojewódzkiego Biura Planowania s Rzeszowie; zadanie to zostało wykonane pod nadzorem dr Z. Kaczorowskiej.

Stosunkowo dużo prac magisterskich wykonanych we współpracy całego zespołu pracowników Zakładu Klimatologii dotyczy klimatu północno-wschodniej Polski. W ramach tego tematu wykonano łącznie 85 opracowań: 63 prace magisterskie, 15 artykułów, 17 prac wykonanych na zamówienie różnych instytucji. Sporo dotyczy Krainy Wielkich Jezior Mazurskich (3) i Kotliny Biebrzańskiej (6) oraz Doliny Środkowej Wisły (10) i Kotliny Warszawskiej (7). Szczególną uwagę zwrócono w nich na wpływ zbiorników i bagien na zmienne meteorologiczne. Spośród prac magisterskich na wyróżnienie zasługują monografie poszczególnych elementów klimatu wykonanych w latach 1977-1978 (Kondraciuk, Konończuk, Nowakowska, Nowicka, Zalewska) oraz monografii klimatu województw północno-wschodniej Polski wg podziału administracyjnego z 1975 roku (Daszkiewicz, Górczyńska- Żemojda, Halka-Lipska, Matusiak, Paszkowska, Rogowiec, Waszczuk, Wawer). Prace te wykonano na podstawie danych nie tylko ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, lecz także wyników badań eksperymentalnych przeprowadzonych w ramach ćwiczeń terenowych przez Zakład Klimatologii UW. Z wykonanych na zamówienie różnych instytucji istotne znaczenie ma praca M. Stopy-Boryczki. J. Boryczki pt *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) północno-wschodniej części Polski wg podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego (1975)*. Atlas klimatu północno-wschodniej Polski jest syntezą dotychczasowych badań naukowych pracowników i studentów Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego (Tom IV – *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. Stopa-Boryczka, Martyn, Boryczka, Wawer, Ryczywolska, Kopacz-Lembowicz, Kosowska-Cezak, Lcnart, Danielak, Styś 1986). Najważniejsze wyniki wspólnych badań dotyczą wpływu rzeźby terenu i zbiorników wodnych na klimat

Rzeźba terenu północno-wschodniej Polski zaznacza najsilniej swój wpływ w rozkładzie takich elementów kit mtau jak: opad. Temperatura, wiatr.

Sumy opadów w rejonie Pojezierza Mazurskiego są znacznie wyższe w porównaniu z Niziną Mazowiecką. Większa jest też liczba dni z opadami, jak również liczba dni z opadami dużymi, przekraczającymi 10 mm w ciągu doby. Wyraźny związek z orografią zaznacza się też mniejszej skali przestrzennej, w postaci wzrostu sum opadów w rejonie największych wzniesień pojeziernych, takich jak: Wzgórze Elbląskie i Szeskie, Góra Dylewska. Na Nizinie Mazowieckiej zwiększonymi opadami charakteryzują się wysoczyzny, szczególnie Ciechanowska. Białostocka (gdzie najwięcej jest też dni z deszczem). Kolneńska, Międzyrzecze Łomżyńskie oraz zachodnia część Wysoczyzny Siedleckiej.

Analizując wpływ rzeźby terenu i rodzaju podłoża na warunki termiczne można zauważyć, że najsilniej zaznacza się on w rozkładzie temperatury minimalnej. Najniższe temperatury minimalne towarzyszą podmokłej Kotlinie Biebrzy i podmokłym obszarom objętym Puszcą Kampińską. Jest to spowodowane wieloma przyczynami. Ze względu na mniejszą wysokość n.p.m. tych obszarów niż otaczających je terenów występują grawitacyjne spływy chłodnego powietrza. Ponadto otwarcie tej doliny Biebrzy ku wschodowi sprzyja wnikaniu chłodniejszego powietrza ze wschodu, szczególnie w zimie, które może rozprzestrzeniać się w obniżeniach terenowych w kierunku zachodnim, aż po rejon Szczytna. Znacznym spadkiem temperatury w nocy może również sprzyjać małe zachmurzenie, które obserwowane jest w rejonie Szczytna i Myszynca, oraz słabe wiatry. Układ takich warunków meteorologicznych, wraz ze zwiększoną wilgotnością powietrza, sprzyja powstawaniu mgły, która jest tu często notowana. W wyniku dużych spadków temperatury minimalnej na obszarach tych dochodzi do znacznych wahań temperatury w ciągu doby.

Wysoczyzny w chłodnej porze roku zaznaczają się jako chłodniejsze. Bardziej jest to widoczne w rozkładzie temperatur maksymalnych niż w przypadku średniej temperatury. W lecie natomiast wysoczyzny są cieplejsze (szczególnie większe są wartości temperatury minimalnej).

Kotlina Warszawska oraz dolina Wisły są obszarami najcieplejszymi. Ujawniają to trzy charakterystyki temperatury – średnia, maksymalna i minimalna.

Związek prędkości wiatru z układem rzeźby jest również duży i przyczynia się do znacznego zróżnicowania zarówno średnich prędkości, jak też liczby dni i wiatrem silnym i z wiatrem bardzo silnym. Do najbardziej zacisznych obszarów należy dolina dolnej Wisły i Żuławy, leżące w stosunku do przeważających wiatrów z kierunku zachodniego, w "cieniu" wzgórz Pojezierza Kaszubskiego. Analogicznie jest w dolinie Łyny, po wschodniej stronie wzgórz Warmii. Zmniejszonymi prędkościami wiatru charakteryzują się też kotliny Toruńska i Warszawska, ale tylko w centralnej części. Północne i południowe obrzeża Kotliny Warszawskiej są silniej przewietrzane. Jest to efekt z zwiększonego ruchu powietrza na południowym skraju Wysoczyzny Plockiej i północnym Wysoczyzny Rawskiej. Ogólnie ujmując wszystkie wysoczyzny, poza Ciechanowską, charakteryzują się zwiększonymi prędkościami wiatru, a szcze-

gólnie wyróżnia się Wysoczyzna Białostocka, gdzie najwięcej jest dni z wiatrem silnym i są to dni najczęściej z wiatrem bardzo silnym.

Wpływ zbiorników wodnych na warunki klimatyczne sąsiadujących z nimi terenów jest największy w rejonie Zatoki Gdańskiej oraz, mniejszym stopniu, w otoczeniu Wielkich Jezior Mazurskich.

Oddziaływanie wód Zatoki Gdańskiej uwidacznia się w każdej charakterystyce klimatu. Zasięg jej wpływu jest różnicowany: od pewnych cech charakterystycznych jedynie dla wąskiej Stefy przybrzeżnej (jak prędkość wiatru, aż do odległych wpływów sięgających daleko w głąb lądu (jak zachmurzenie, które wzrasta w rejonie Pojezierza Olsztyńskiego i Mrągowskiego).

Wąski pas Mierzei Wiśnej oraz strefa brzegowa Zalewu Wiślanego wyróżnia się na tle obszaru północno-wschodniej części Polski najsilniejszymi wiatrami. Mała szorstkość podłoża nad dość spokojnymi wodami Zatoki Gdańskiej powoduje, że strefa brzegowa jest narażona na oddziaływanie silniejszych podmuchów wiatru, którego prędkość w miarę przemieszczania się nad lądem (powierzchnią o znacznie większej szorstkości) maleje. Silniejsze wiatry obserwowane są także poza wybrzeżem, na Wzgórzach Elbląskich i w zachodniej części wzgórz Warmii. W tym rejonie jest też najwięcej dni z wiatrem silnym. Jest ich aż do 60 dni więcej niż sąsiadującej z nimi dolinie Łyny, leżącej w „cieniu” wiatrowym wzgórz Warmii

Znaczny jest też wpływ Zatoki Gdańskiej na temperaturę powietrza przyległych terenów. Charakter tego wpływu zmienia się zależnie od pór roku. Na wiosnę i w lecie, aż do lipca, jest to wpływ ochładzający, cechujący się obniżeniem temperatury maksymalnej. Od sierpnia do zimy jest to oddziaływanie ocieplające, cechujące się najbardziej wzrostem temperatury minimalnej. Okres bezprzymrozkowy jest tu aż o 70 dni dłuższy niż na wschodzie Łagódzcy wpływ Zatoki Gdańskiej na wartości ekstremalne temperatury powietrza powoduje że w tym rejonie obserwuje się najmniejsze amplitudy temperatury. Zarówno dobowe, jak i roczne. Znaczny jest też wpływ Zatoki Gdańskiej na temperaturę powietrza przyległych terenów. Charakter tego wpływu zmienia się zależnie od pór roku. Na wiosnę i w lecie, aż do lipca, jest to wpływ ochładzający, cechujący się obniżeniem temperatury maksymalnej. Od sierpnia do zimy jest to oddziaływanie ocieplające, cechujące się najbardziej wzrostem temperatury minimalnej. Okres bezprzymrozkowy jest tu aż o 70 dni dłuższy niż na wschodzie Łagódzcy wpływ Zatoki Gdańskiej na wartości ekstremalne temperatury powietrza powoduje że w tym rejonie obserwuje się najmniejsze amplitudy temperatury. Zarówno dobowe, jak i roczne.

Zwiększona zawartość pary wodnej w powietrzu oraz znacznie większe i częstsze opady we wschodniej części obszaru wokół Zatoki Gdańskiej (szczególnie Wzgórz Elbląskie i Wzgórz Warmii) są również świadectwem oddziaływania na otoczenie dużych obszarów wodnych.

Wpływ kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich na otaczające tereny zaznacza się w mniejszym stopniu (w tej skali opracowania). Najbardziej modyfikowane są warunki termiczne. Wody jezior wpływają ocieplająco, zmniejszają zakres zmian temperatury minimalnej. Prowadzi to również do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury. Wpływ ten najsilniej zaznacza się w okresie od września do listopada, dorównując wówczas oddziaływaniu wód Zatoki Gdańskiej.

W rejonach Zatoki Gdańskiej, jak i Wielkich Jezior Mazurskich w okresie letnim obserwuje się znacznie więcej dni z burzą. Kontrastowość podłoża sąsiadujących ze sobą obszarów lądowych i wodnych zwiększa chwiejność mas powietrza, przyczyniając się do intensywniejszego rozwoju zachmurzenia konwekcyjnego

Na obszarze objętym opracowaniem wyróżnia się jeszcze jeden fragment terenu – rejon Warszawy. Zasługuje on na szczególną uwagę ze względu na to, że pewne cechy klimatu tego miejsca wywołane są nie wpływem naturalnych czynników geograficznych, lecz czynników antropogenicznych. Olbrzymi obszar zabudowy ma duży wpływ na warunki termiczne Warszawy. Miasto cechuje się wyższą temperaturą (szczególnie minimalną), niższą wilgotnością powietrza, zwiększoną liczbą dni pochmurnych, rzadziej występującymi mgłami, a także zwiększoną liczbą dni z burzą.

Za wielką monografię klimatu Warszawy można uznać 150 prac magisterskich dotyczących poszczególnych elementów klimatu, z wyróżnieniem warunków termicznych.

Dotychczasowe wyniki badań przyczyniły się głównie do poznania cech charakterystycznych i osobliwych klimatu Warszawy i zróżnicowania klimatu lokalnego w obrębie miasta

Te charakterystyczne cechy klimatu miasta (wyższa temperatura, większe sumy opadów atmosferycznych, mniejsza wilgotność powietrza i mniejsza prędkość wiatru) są ogólnie znane. Przejawiają się one w wyniku oddziaływania takich czynników jak sztuczne powierzchnie czynne, konfiguracja budynków i ulic zmieniająca zasoby ciepła, sztuczne źródła ciepła, zmiana bilansu wodnego, zanieczyszczenie powietrza.

Pomiary zróżnicowania elementów meteorologicznych w obrębie miasta w zależności od pory roku, pory dnia i sytuacji pogodowych umożliwiły zajęcie się takimi zagadnieniami jak:

- deformacja pól zmiennych meteorologicznych w skali całego miasta, ze szczególnym uwzględnieniem temperatury powietrza (wyspy ciepła);
- wpływ charakteru zabudowy i terenów zieleni na zróżnicowanie klimatu w skali lokalnej;
- określenie roli zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych.

Zwarta zabudowa w śródmieściu wyróżnia się większą stabilnością temperatury powietrza – dłuższym utrzymaniem większych jej wartości niż na peryferiach, co jest naturalną konsekwencją zanieczyszczenia utrudniającego swobodne wypromieniowanie ciepła z nagrzaną zabudowę śródmiejskiej.

Istotny wpływ na pionowy i poziomy ruch powietrza w mieście ma stratyfikacja atmosfery. Ponieważ centralna część miasta nagrzewa się silniej aniżeli tereny otaczające, w cieplej porze roku zwłaszcza w ciągu dnia słonecznego, nad miastem wytwarza się zwykle równowaga chwiejna. Sprzyja to rozwojowi prądów konwekcyjnych – turbulencji wynoszącej powietrze na większą wysokość, wywołuje tym samym proces naturalnego oczyszczania przygrunтовой warstwy powietrza lub przynajmniej zapobiega dalszemu gromadzeniu się zanieczyszczeń.

Zróżnicowanie temperatury między centrum i peryferiami, nawet nocą w półroczu letnim, jest również korzystne ze względu na proces samooczyszczania się powietrza nad miastem. Na peryferiach – zwłaszcza przy słabych wiatrach i niebie pogodnym – często występują inwersje temperatury (równowaga stała atmosfery), powodujące stagnację chłodnego powietrza przy gruncie. Tymczasem owa śródmiejska wyspa ciepła

jeśli nie przyczynia się do powstawania równowagi chwiejnej i prądów wstępujących, to w każdym razie utrudnia stabilność uwarstwienia, podtrzymuje istnienie dyfuzji turbulencyjnej, która powoduje zmniejszenie się zawartości aerozoli w przyziemnej warstwie atmosfery.

Poznane prawidłowości odnośnie zróżnicowania warunków termicznych w mieście względem otoczenia potwierdza jedna z pierwszych prac magisterskich (Walczuk 1959). W ramach badań klimatu w Warszawie ze szczególnym uwzględnieniem mikroklimatu placów przeprowadzono najpierw szczegółową analizę danych z dwóch stacji: Bielania i Okęcia z okresu 10 lat (1949-1958).

Na Bielanych temperatura średnia roczna jest o 0,3°C wyższa niż na Okęciu, latem różnice sięgają 0,4-0,6°C, zimą wyrównują się; więcej też na Bielanych jest dni upalnych i mroźnych, a mniej przymrozkowych, zachmurzenie o 2-8% wyższe, średnia roczna suma opadów jest o 27 mm wyższa, a liczba dni z opadem jednakowa; częściej są notowane wiatry SW, i cisze, inne kierunki rzadziej.

Zestawiono również wyniki własnych obserwacji mikroklimatycznych, prowadzonych na trzech placach: Konstytucji, Trzech Krzyży i Unii Lubelskiej przy różnych typach pogody w okresie od listopada 1958 do czerwca 1959 roku. Temperatura średnia na placach:

	styczeń	czerwiec
Konstytucji	-1,3 °C	19,9 °C
Trzech Krzyży	-1,3 °C	19,8 °C
Unii Lubelskiej	-1,5 °C	19,5 °C

Na placach temperatura rano jest równa lub niższa niż na Okęciu, w południe – zimą i latem wyższa, wieczorem – zawsze wyższa. Zmiana temperatury (spadek lub wzrost), śródmieściu następuje wolniej niż na peryferiach. Wpływ miasta na temperaturę jest wyraźniejszy latem niż zimą.

Deformację pół zmiennych meteorologicznych można badać nie tylko w skali całego miasta i wybranych jego dzielnic, lecz także w osiedlach mieszkaniowych, co ma istotne znaczenie np. przy planowaniu zieleni miejskiej (Stopa-Boryczka. Kopacz-Lembowicz, Boryczka 1986). Próbę powiązania tego problemu pokazano na przykładzie 3 osiedli mieszkaniowych Warszawy: o zabudowie wysokiej blokowej, luźnej (Stawki, Służew nad Dolinką) i niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (w rejonie ulic Olimpijskiej i Raclawickiej). Podstawą opracowania są prace magisterskie dotyczące poszczególnych osiedli (Leoniuk 1986; Żołnierowicz-Kasprzyk 1987; Grabowski, Waclawska 1988 i inni). W celu określenia cech termicznych mikroklimatu osiedli mieszkaniowych skorelowano dane z punktów pomiarowych zlokalizowanych w osiedlach i na ich peryferiach. Zależności te opisano wzorami empirycznym:

Osiedle Stawki		
rano	$\Delta T = 2,314 - 0,163 T$	-0,75
południe	$\Delta T = 0,277 - 0,045 T$	-0,15
wieczór	$\Delta T = 6,353 - 0,01 T$	-0,95
Osiedle Służew		
rano	$\Delta T = 2,769 - 0,167 T$	-0,7
południe	$\Delta T = 3,509 - 0,160 T$	-0,45
wieczór	$\Delta T = 7,878 - 0,353 T$	-0,99

Osiedle Stawki przy ulicy Olimpijskiej

rano	$\Delta T = 0,619 - 0,038 T$	-0,62
południe	$\Delta T = 1,716 - 0,085 T$	-0,52
wieczór	$\Delta T = 2,747 - 0,130 T$	-0,81

Powietrze w osiedlach o zabudowie wysokiej, blokowej, takich jak Służew nad Dolinką czy Stawki, nagrzewa się z „intensywnością” o 0,2°C mniejszą niż otoczenie, co oznacza, że przy wzroście temperatury otoczenia o 1°C osiedle ogrzewa się tylko 0,8°C i wtedy staje się chłodniejsze w stosunku do otoczenia.

Poranny proces nagrzewania powietrza w osiedlu o zabudowie niskiej, willowej, z dużym udziałem zieleni w rejonie ulicy Raclawickiej Olimpijskiej przebiega inaczej. Współczynniki regresji przyjmują wartości bliskie zera.

Wpływ różnego typu zabudowy jeszcze silniej zaznacza się w procesie wieczornego wychładzania. Powietrze w kompleksie wysokich budynków osiedli Służew I Stawki wychładza się z „intensywnością” mniejszą o 0,4-0,3°C/1°C, a zatem spadkowi temperatury poza osiedlem o 1°C odpowiada spadek o 0,6-0,7°C w osiedlu, które w wyniku tego staje się cieplejsze od otoczenia. W niskiej zabudowie osiedla przy ulicy Olimpijskiej wychładzanie przebiega bardziej intensywnie i spadkowi temperatury na zewnątrz osiedla o 1°C odpowiada 0,9°C w osiedlu.

Proces wychładzania w osiedlach Stawki i Służew nad Dolinką przebiega ze średnią intensywnością równą 0,4°C/h. podczas gdy w osiedlu Olimpijska 0,1°C/h. Można oszacować termin pojawiania się „osiedlowej wyspy ciepła”, tj. momentu pojawiania się dodatnich różnic temperatury powietrza. Na osiedlach Służew nad Dolinką i Stawki „wyspa ciepła” pojawia się później niż w luźno zabudowanym osiedlu domków jednorodzinnych z zielenią, lecz cechuje się mniejszą różnicą ΔT .

Z punktu widzenia zanieczyszczenia powietrza najbardziej niekorzystne są warunki równowagi stałej powietrza – inwersje termiczne hamujące konwekcję, a więc pionowe turbulencyjne mieszanie powietrza. Według radiosond atmosfery, wykonanych w Legionowie (okres 1954-1959), występuje przeciętnie w roku 265 dni z inwersją temperatury, w tym 156 dni z inwersją przyziemną i 109 dni z inwersją w swobodnej atmosferze, kiedy to temperatura wzrasta od pewnego poziomu ku górze (Nowosielski 1959). Liczba dni z inwersją zależy od pory roku:

wiosna	lato	jesień	zima	
38,2	51,4	38,4	27,2	przyziemne
28,4	13,2	25,8	40,6	wysokie
wiosna	lato	jesień	zima	
38,2	51,4	38,4	27,2	przyziemne
28,4	13,2	25,8	40,6	wysokie

Częstość inwersji przyziemnych (pochodzenia radiacyjnego) jest największa w lecie, a inwersji wysokich (pochodzenia frontalnego) w zimie.

Inwersje przyziemne i wysokie występują przeważnie w masach powietrza kontynentalnego (PPk). Ponad 50% inwersji przyziemnych jest obserwowanych przy niebie pogodnym, a połowa wysokich – podczas nieba pochmurnego. Prawdopodobieństwo inwersji w ciągu nocy pogodnej jest bliskie 100%, a w dni o zachmurzeniu konwekcyjnym. zanikającym wieczorem lub przy chmurach wysokich, które nie hamują wypromieniowania – ponad 50%.

Należy podkreślić, że inwersjom temperatury towarzyszą zwykle małe prędkości wiatru lub cisza, przy których poziomy i pionowy turbulencyjny ruch powietrza jest niewielki. Sprzyjają one akumulacji pyłów i SO₂ w przyziemnej warstwie powietrza oraz tworzeniu się mgieł.

Grubość warstwy inwersyjnej – najczęściej 300-500 m, zimą – do 100 m. W swobodnej atmosferze do wysokości 3500 m obserwowano 75% wszystkich inwersji, powyżej 3000 m – 2%. Analiza materiału wyjściowego (radiosondaże) jest bardzo wnikliwa, brak jednak było kompleksowego ujęcia wyników.

Istotnym ogniwem w badaniach naukowych i kształcenia klimatologów w zakresie wiekowych zmian klimatu są również prace magisterskie. Stanowią one oryginalne opracowania cząstkowe na podstawie krótkich, jak też najdłuższych serii pomiarów. Przykładem takiej współpracy pracowników Zakładu ze studentami są liczne prace magisterskie dotyczące temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (Dąbrowska 1984; Dębska 1985; Tomasiak 1990; Grzęda 1990; Klechta 1990; Michalska 1992; Olszewska 1999).

Dwie prace magisterskie wykonano na podstawie najdłuższych serii pomiarów temperatury powietrza poza granicami Polski (Skrzypczuk 1993 – Anglia Środkowa; Kierzkowska 1994 – Alpy). Część tych wyników i obliczeń została włączona do tabel i wykresów opublikowanych w XI i XII tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk 1998-1999).

Celem prac jest określenie tendencji i zakresu cyklicznych zmian temperatury powietrza w poszczególnych miejscach na obszarze Europy (w 8 miejscowościach).

Długości serii pomiarowych wynoszą: 315 lat – Anglia Środkowa (1659-1973), 213 lat – Genewa (1768-1980), 212 lat – Warszawa (1779-1990), 210 lat – Praga (1771-1980), 365 lat – Kraków (3826-1990), 130 lat – Wrocław (1851-1980), 117 lat – Zurych (1664-1980), 100 lat – Poczdam (1893-1992). Ponadto analizie statystycznej poddano ciągi chronologiczne średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie (64 lat, 1912-1975) i Colombo (112 lat, 1869-1980). Tendencje wiekowe $\frac{\partial T}{\partial t} = A$ temperatury powietrza (w °C/100lat) w wymienionych przedziałach czasu (średnie) omówiono wg trendów liniowych $T = A_0 + At$. Tendencje wiekowych wyznaczonych na podstawie danych z różnych przedziałów czasowych nie można bezpośrednio porównywać.

Ogólnie można jednak stwierdzić, że są one dodatnie prawie we wszystkich miesiącach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu miast Europy (i Polski). Szczególnie zimy są w Europie coraz cieplejsze. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1990 stycznie są cieplejsze średnio o 1,15°C/100 lat, w Krakowie (1826-1990) o 1,7°C/100 lat, w Pradze (1771-1980) o 0,44°C/100 lat, a w Genewie (1768-1980) o 0,74°C/100 lat.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w porze letniej są w niektórych miastach dodatnie lub ujemne.

Lipce są np. coraz cieplejsze: w Warszawie o 0,9°C/100 lat, Krakowie o 0,34°C/100 lat, Poczdamie o 0,64°C/100 lat. Natomiast są one coraz chłodniejsze: we Wrocławiu o 0,73°C/100 lat, Pradze o 0,16°C/100 lat, Zurychu o 1,08°C/100 lat, a w Genewie o 0,08°C/100 lat.

Tendencja temperatury powietrza w Anglii Środkowej w lecie $A = 0,01$ °C/100 lat jest prawie zerowa (nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05). Globalne ocieplenie klimatu w ostatnich dwóch stuleciach jest prawdopodobnie wywołane głównie wzrostem aktywności Słońca (stałej słonecznej) i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi – mniejszej absorpcji promieniowania słonecznego przez pył wulkaniczny zawarty w atmosferze (stratosferze). Aktywność Słońca jest skorelowana z wypadkową sił grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce. Wzrost aktywności w latach 1779-1993 o 15,3/100 lat może być spowodowany coraz większą koncentracją masy (planet) w płaszczyźnie ekliptyki (maleje dyspersja masy – ujemny współczynnik regresji).

Tendencje malejące lub zerowe temperatury powietrza w miesiącach letnich nie wspierają hipotezy o antropogenicznych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu. Nie można postępującego ocieplenia klimatu przypisać tylko efektowi cieplarnianemu, wynikającemu ze wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze, który pochodzi ze spalania węgla i innych paliw. Hipotezie tej przeczą: cykl roczny i przestrzenne zróżnicowanie tendencji wiekowej (A) temperatury powietrza na obszarze Europy.

Dość duże wartości współczynnika regresji A w miesiącach zimowych mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych tj. „miejskich wysp ciepła”. Są one prawdopodobnie spowodowane coraz większą akumulacją ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne o małym albedo), głównie w zimie. Należy też zauważyć, że trendy liniowe aproksymują części rosnące planetarnego 178,9-letniego cyklu temperatury powietrza (od daty minimum absolutnego aktywności Słońca, najsłabszego cyklu 13-letniego plam słonecznych 1811-1823, do daty maksimum absolutnego 1957).

Praca dotyczy ważnego nie rozwiązane dotąd problemu klimatologii: wyznaczenia składników okresowych (deterministycznych) zmienności klimatu. Cykliczność temperatury powietrza dłuższą od jednego roku badano zwykle w pojedynczych miejscowościach Europy (i Polski), w seriach pomiarowych o różnej długości, odmiennymi metodami, ograniczając się na ogół do samych okresów.

Nie znana była dyspersja okresów, amplitud i dat ekstremów cykli o długościach od 1 do 200 lat i czy cykle są synchroniczne na obszarze Europy. Wyłonił się więc problem zbadania, czy pole temperatury powietrza na dużym obszarze jest jednorodne pod względem cykliczności. Zagadnienie to jest dotychczas wszechstronnie opracowane jedynie w przypadku cyklu rocznego.

W tym celu wyznaczono metodą „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998) parametry cykli: okresy, amplitudy i fazy. Porównano je i dla każdej spośród badanych miejscowości wyznaczono widma temperatury powietrza w paśmie 2.1-200 lat.

Na obszarze Europy (i Polski) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących okresach wahań: 3- 4, 7-8, 10-14-letnie i dłuższe. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (zbliżone okresy i zgodność ekstremów cykli), głównie 8-letniego i 11-letniego, implikuje tezę, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie i Polsce (tab. 1).

Zbliżoną okresowością cechuje się cyrkulacja atmosferyczna. Cykl około 8-letni temperatury powietrza (i cyrkulacji atmosferycznej) dominuje dlatego, że prawdopodobnie nakładają się efekty planetarnych sił pływowych na Słońcu, które poprzez zmienność aktywności Słońca – stałej słonecznej – ze znacznie większymi siłami pływowymi Księżyca i Słońca na Ziemi. Pływy atmosfery ziemskiej są dotychczas mało znane ze względu na złożony ruch Księżyca (jego zmienna orbita). Składowa pionowa sił pływowych księżycowo-słonecznych jest mała w porównaniu z przyspieszeniem, ziemskim i powoduje niewielkie zmiany grubości atmosfery (rozciąganie). Natomiast składowa pozioma, działająca przez dłuższy czas odgrywa prawdopodobnie znaczącą rolę w cyrkulacji wód oceanicznych (prądów morskich, w tym El Niño) i przemieszczanie się wyżów i niżów.

Od dawna znana jest cykliczność 11-letnia temperatury powietrza, związana z cyklem 11 -letnim plam słonecznych. Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie (0,4-1,0°C) niż w lecie (0,1-0,4 °C). Wahania temperatury są wywołane bezpośrednio cyklem 11,1 -letnim stałej słonecznej, której zakres zmian wynosi 1% średniej wartości 1,94 cal·cm⁻² ·min⁻¹ (w latach 1700-1993). W pojedynczych cyklach plam słonecznych stała słoneczna zmienia się maksymalnie o 2,5% (Kondratiev, Nikolski 1970).

Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresem 11,86-letnim obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca. Okres ten dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat, $R = 0,40$), dyspersji masy planet (11,9 lat, $R = 0,58$).

Należy też podkreślić, że okresowość 11-letnia występuje w ciągach czasowych eksplozywnych erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze $\log DVI - 11,4$ lat ($R = 0,31$), aktywności wulkanicznej $\log \frac{DVI}{\Delta t} - 11,7$ lat ($R = 0,29$) i odstępu czasu między kolejnymi erupcjami – 12,1 lat ($R = 0,21$).

Analogiczna okresowość zmiennych: geologicznych, astronomicznych i klimatologicznych świadczy o grawitacyjnych uwarunkowaniach okresowości klimatu.

W identyfikacji naturalnych przyczyn globalnych zmian klimatu ogromne znaczenie ma planetarny okres 178,9-letni zmian parametrów Układu Słonecznego. Po upływie 178,9 lat powtarzają się wartości: odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej siły grawitacyjnych, dyspersji masy Układu Słonecznego i innych.

Tabela 1. Cykl około 8-letni średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza

Miejscowość		I	II	III	IV	V	VI
Warszawa 1779-1990	Θ	7,7	7,7	7,8	8,3	7,9	7,1
	ΔT	1,8	2,0	1,8	0,8	0,7	0,5
	R	0,18	0,22	0,24	0,15	0,13	0,14
Kraków 1826-1990	Θ	7,7	8,3	7,9	9,7	7,5	6,9
	ΔT	2,0	2,2	1,8	0,9	0,9	0,7
	R	0,21	0,23	0,25	0,17	0,18	0,17
Wrocław 1851-1980	Θ	7,7	7,8	7,9	6,9	7,7	7,9
	ΔT	2,2	2,6	1,7	0,9	0,8	0,6
	R	0,23	0,27	0,26	0,17	0,15	0,15
Praga 1777-1980	Θ	7,8	9,4	7,8	7,0	7,4	7,3
	ΔT	1,8	1,7	1,3	0,9	0,8	0,7
	R	0,21	0,20	0,20	0,16	0,15	0,16
Zurych 1864-1980	Θ	7,7	7,8	7,9	6,8	7,6	7,8
	ΔT	1,9	1,8	1,7	1,0	1,1	0,6
	R	0,28	0,25	0,31	0,22	0,23	0,15
Genewa 1768-1980	Θ	7,7	7,4	7,8	7,5	7,5	7,8
	ΔT	1,3	0,8	1,1	0,6	0,7	0,7
	R	0,20	0,14	0,22	0,13	0,16	0,19
Poczdám 1893-1992	Θ	7,7	7,7	7,8	6,8	8,1	7,1
	ΔT	2,8	3,2	2,6	1,1	0,6	0,5
	R	0,32	0,37	0,43	0,24	0,14	0,21
Anghia 1659-1973	Θ	7,7	6,8	7,7	7,9	8,7	7,3
	ΔT	0,8	0,9	0,7	0,3	0,5	0,3
	R	0,18	0,17	0,16	0,07	0,14	0,08
Spitsbergen 1912-1975	Θ	8,6	7,1	7,8	8,5	8,4	6,9
	ΔT	1,5	2,8	1,7	3,2	0,8	0,7
	R	0,11	0,24	0,15	0,36	0,16	0,28
Colombo 1889-1980	Θ	8,3	7,2	8,2	7,6	6,5	6,5
	ΔT	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3
	R	0,14	0,09	0,15	0,15	0,24	0,23

Miejscowość		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa 1779-1990	Θ	7,1	7,7	8,0	7,5	6,5	8,2
	ΔT	0,7	0,7	0,6	0,6	1,0	1,6
	R	0,17	0,16	0,15	0,13	0,18	0,18
Kraków 1826-1990	Θ	7,0	7,9	7,1	8,4	8,1	8,2
	ΔT	2,0	2,2	1,8	0,9	0,9	0,7
	R	0,17	0,15	0,13	0,17	0,13	0,20
Wrocław 1851-1980	Θ	7,7	7,8	7,3	8,6	8,2	8,6
	ΔT	0,6	0,8	0,5	1,3	0,8	1,4
	R	0,16	0,23	0,13	0,26	0,15	0,19
Praga 1777-1980	Θ	7,7	8,4	8,4	7,5	7,7	7,8
	ΔT	0,5	0,8	0,6	0,8	0,7	1,2
	R	0,13	0,18	0,15	0,19	0,14	0,18
Zurych 1864-1980	Θ	8,0	7,5	6,8	8,5	8,0	7,0
	ΔT	0,8	0,7	1,0	1,0	0,7	1,3
	R	0,19	0,18	0,24	0,25	0,16	0,20
Genewa 1768-1980	Θ	7,9	7,4	7,8	7,6	7,6	7,5
	ΔT	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,8
	R	0,12	0,16	0,14	0,15	0,13	0,14
Poczdám 1893-1992	Θ	8,1	7,8	7,0	8,6	7,9	7,5
	ΔT	0,9	1,1	1,0	1,1	1,7	1,5
	R	0,22	0,30	0,24	0,25	0,23	0,24
Anghia 1659-1973	Θ	7,1	7,6	7,9	7,4	8,1	8,1
	ΔT	0,3	0,3	0,4	0,6	0,7	0,6
	R	0,09	0,10	0,13	0,16	0,17	0,12
Spitsbergen 1912-1975	Θ	7,0	8,5	7,3	8,0	7,7	6,7
	ΔT	0,8	0,4	0,7	0,8	0,9	3,3
	R	0,31	0,16	0,18	0,12	0,09	0,28
Colombo 1889-1980	Θ	6,8	7,7	7,5	7,8	8,4	6,7
	ΔT	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	0,3
	R	0,22	0,17	0,23	0,13	0,24	0,23

Kluczowe znaczenie ma powtórzenie się liczb Wolfa z lat 1700-1878,9 po upływie 178,9 lat. Pokrywają się dwa maksima absolutne: jedno (rok 1878, $W_{max} = 154,4$) z przedziału czasu 1700-1878,9, a drugie (rok 1957, $W_{max} = 189,9$) – po upływie 178,9 lat.

Cykliczność około dwuwiekowa występuje również w najdłuższych seriach pomiarów temperatury powietrza. Na przykład najdłuższy cykl 218,3 lat średniej temperatury w ziemie wyjaśnia 84% postępującego ocieplenia klimatu w tym sezonie o $1^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Dotychczasowe badania wykazują, że naturalne ochłodzenia i ocieplenia klimatu występowały od dawna – od kilkunastu tysięcy lat (w całym holocenie, sprzed 10 tys. lat). Świadczą o tym wahania paleotemperatury, tj. stosunku izotopów tlenu $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ w osadach morskich i jeziornych oraz rdzeniach lodowców. Wskazują na to także wahania zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach polskich jezior (Boryczka, Wicik 1994).

Przegląd 434 prac magisterskich wykonanych w latach 1951-2007 wskazuje, iż są one odzwierciedleniem głównych problemów naukowych rozwiązywanych w Zakładzie Klimatologii UW w ramach badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski.

Ze względu na cel i zakres badań, jak też zastosowane metody badań i opracowań można je podzielić, wyodrębniając zagadnienia.

Elementy klimatu podejmowane były w 40 pracach magisterskich, w tym 15 – dotyczy temperatury powietrza, 4 – wilgotności powietrza, 7 – zachmurzenia, 9 – opadów i 5 – wiatru.

Podstawowe charakterystyki termiczne (średnia dobową, maksymalna, minimalna) cechują intensywność procesów cieplnych zachodzących w pobliżu powierzchni Ziemi (w dolnej warstwie troposfery). Natomiast wskaźniki zawartości pary wodnej w atmosferze (ciśnienie pary wodnej, wilgotność bezwzględna, niedosyt wilgotności), stopień pokrycia nieba przez chmury (niezależnie od ich rodzaju) oraz sumy opadów atmosferycznych (z pominięciem ich genezy) odzwierciedlają proces obiegu wody w atmosferze. Intensywność tych procesów fizycznych zależy od kierunku adwekcji i prędkości wiatru.

Klimatologii regionalnej poświęcono 77 prac magisterskich, w tym 6 prac stanowi próbę charakterystyki klimatu poszczególnych regionów na podstawie wyników pomiarów, prowadzonych na stacji reprezentatywnej – w ujęciu kompleksowym i dynamicznym. W 36 pracach magisterskich określono pole zmiennych meteorologicznych wybranych jednostek geograficznych czy też ich fragmentów (np. dolina Środkowej Wisły, Kotlina Biebrzańska, Kotlina Warszawska, Karpaty i Sudety, Góry Świętokrzyskie, Wybrzeże). Sporo prac, bo aż 39, dotyczy opisu klimatu jednostek administracyjnych, głównie województw północno-wschodniej Polski (10 – suwalskie, 5 – olsztyńskie, 5 – białostockie, 3 – warszawskie, 12 – płockie i inne) według podziału z 1975 r. i wcześniejszego. Trzy prace magisterskie dotyczą klimatu całej Polski. Prace te łącznie wskazują rolę czynników geograficznych w kształtowaniu procesów wymiany ciepła, pary wodnej i cyrkulacji atmosferycznej na obszarze Polski. Są to cząstkowe opracowania na

przykładach: całej Polski, wybranych jej części, jednostek fizyczno-geograficznych administracyjnych czy też pojedynczych miejscowości.

Wieloletnie średnie poszczególnych elementów meteorologicznych (elementy klimatologiczne) są miarami kompleksowego (łącznego) oddziaływania czynników geograficznych na klimat Polski.

Natomiast m. miarami określającymi wpływ położenia geograficznego (szerokości geograficznej, długości, wysokości nad poziomem morza) na klimat są składowe gradienty pola: (horyzontalne) – południkowy i równoleżnikowy oraz pionowy (hipsometryczny).

Klimat i bioklimat miast przedstawiony jest w około 200 pracach magisterskich, w tym 150 prac „warszawskich” obejmuje klimat lokalny całego miasta i okolic, poszczególnych dzielnic, kompleksów zieleni, placów, a nawet wybranych osiedli mieszkaniowych. Wśród prac o klimacie uzdrowisk można wyróżnić 4 – z zastosowaniem metod klimatologii kompleksowej i 3 – z wykorzystaniem własnych wyników pomiarów mikroklimatu. Metodami klimatologii kompleksowej scharakteryzowano dynamikę zmian klimatu 8 miast, 3 – z określonymi typami pogody, 5 – ze zmienną pogodą w Olsztynie w kolejnych 5 latach.

Wyniki badań klimatu Warszawy wskazują, w jaki sposób miasto deformuje pola zmiennych meteorologicznych. Miarami wpływu powierzchni sztucznych (o małym albedo) i zabudowy na pole temperatury są różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem (tzw. miejska wyspa ciepła) i różnice temperatury wewnątrz miasta. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie tempa nagrzewania (w dzień) i ochładzania (w nocy) terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania się i zanikania miejskiej wyspy ciepła w zależności od stanu atmosfery. Ważne są również wartości progowe: temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru, przy których deformacja pola temperatury powietrza przez miasto jest największa.

Na podstawie prac magisterskich można też śledzić rozwój metod badań i opracowań klimatologicznych w Zakładzie Klimatologii w latach 1951-2001. Można stwierdzić duży postęp w zastosowaniach metod statystycznych regresji wielokrotnej, badań okresowości, trendów czasowych itp. i wykorzystania programów informatycznych w obliczeniach komputerowych. Szczególnie się to uwidacznia w częściach dokumentacyjnych prac – tabelach, wykresach, mapach.

*Maria STOPA-BORYCZKA
Jerzy BOR YCZKA*

Prace i Studia Geograficzne, t. 28, 2001

VII. LITERATURA

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce – od t. I (1974) do t. XXXIII (2015)

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. I, *Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 276.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. II, *Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 451.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1980, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. III, *Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 322.
- Stopa-Boryczka M., Martyn D., Boryczka J., Wawer J., Ryczywolska E., Kopacz-Lembowicz, M., Kossowska-Cezak U., Lenart W., Danielak D., Styś K., 1986, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. IV, *Klimat północno-wschodniej Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 511.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. V, *Z badań klimatu Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 284.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. VI, *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i rzeźby terenu na klimat Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 334.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. VII, *Zmiany wiekowe klimatu Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 438.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowka M., Śmiałkowski J., 1994, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. VIII, *Cechy oceaniczne klimatu Europy* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 405.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. IX, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW Warszawa, ss. 320.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1997, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. X pt. *Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 220.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1998, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XI, *Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 258.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wągrowka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XII, *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu miast w Europie* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 255.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XIII, *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 283.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XIV, *Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa ss. 300.

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XV, *Prognozy zmian klimatu miast Europy* (red. M. Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka), Wyd. UW, ss. 249.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XVI, *Prognozy zmian klimatu Polski* (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 212.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XVII, *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 297.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XVIII, *Groźne zjawiska pogodowe w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 217.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Pietras K., Bijak S., Błażek E., Skrzypczuk J., 2005, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XIX, *Cechy termiczne klimatu Europy* (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 184.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XX-XXI, *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 266.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, *Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 383.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, Warszawa, ss. 417.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXVIII, *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 470.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIX, *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 451.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2014, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXXI-XXXII, *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Polski i Europy*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 403.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2015, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXXIII, *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 444.

Inne publikacje

- Boryczka J., 1977, *Empiryczne równania klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, ss. 288.
- Boryczka J., Wicik B., 1983, *Holocenne cykle klimatu w środkowej Polsce na podstawie statystycznej analizy osadów jeziornych*, Przegł. Geofiz., R.XXVIII, z.3-4.
- Boryczka J., 1984, *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Nr 234, Warszawa., ss. 282
- Boryczka J., Więckowski K., Wicik B., 1989, *Holocene climatic changes in the light of statistical analysis of laminated sediments from the Gościąg Lake*, Zesz. Nauk. Politechniki Śląskiej, s. Mat-Fiz., z. 57, Geochronometria, Nr 5.
- Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*, Wyd. WGSR UW, Warszawa, ss. 400.
- Boryczka J., Wicik B., 1994, *Record of Holocene Climatic cycles in Lake Sediments in Central Poland*, Miscellanea Geographica, z.6, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akad. DIALOG, ss. 166.
- Boryczka J., 2001, *Postęp badań przyczyn zmian klimatu w drugiej połowie XX wieku*, [w:] *50 lat Działalności Naukowej i Dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW*, Prace i Studia Geograficzne, t. 28, s. 137-156, red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, Wyd. UW
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2012, *Verification forecasts concerning of periodic changes in the climate of Warsaw in the period*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXVIII pt. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski*, Wyd. UW s. 431-451.
- Cyberski J., 1995, *Współczesne i prognozowane zmiany bilansu wodnego i jego rola w kształtowaniu zasolenia wód Bałtyku*, Wyd. Uniw. Gdańskiego, Rozprawy i Monografie, nr 206, Gdańsk.
- Gutry-Korycka M., Boryczka J., 1990, *Długookresowe zmiany elementów bilansu wodnego*, Przegł. Geofiz., XXXV, z.3-4.
- Koźuchowski K., Boryczka J., 1997, *Cykliczne wahania i trendy czasowe zmian poziomu morza w Świnoujściu (1811-1990)*, Przegł. Geofiz., XLII, z.1.
- Reznikow A. P., 1982, *Priekazaniye jestiwtwiennykh processow obuczajuschiejsja sistiemoj*, Nowosybirsk.
- Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*. Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Warszawskiego, nr 72, Wyd. UW, Warszawa, ss. 348.
- Stopa-Boryczka M., 1997, *Empiryczne modele zmienności Klimatu Polski*. Prace i Studia Geograficzne, t. 20, s. 37-78.
- Stopa-Boryczka M., 2001, *Kierunki i ważniejsze wyniki badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski*. [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 28, s. 113-136, Wyd. UW, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., 2003, *Studies on the climate of Warsaw in the second half of the 20th century*. [w:] M. Stopa-Boryczka (red.), *Studies on the climate of Warsaw*. Wyd. WGSR UW, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2005, *Klimat*. [w:] red. : A. Richling, K. Ostaszewska, *Geografia fizyczna Polski*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 84-127.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2009, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy*. Prace i Studia Geograficzne, T. 41, ss. 191-208.
- Stopa-Boryczka, Boryczka, J., Bijak Sz., Cebulski R., Błazek, E., Skrzypczuk J., 2010, *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według ciągów dendrologicznych*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku*. Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., 2011, *Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie*, [w:] *60 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2000)*, Prace i Studia Geograficzne, Supplement, t. 47, Wyd. WGSR UW, Warszawa., s. 169-178.

Wykaz prac doktorskich Zakładu Klimatologii dotyczących przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy

- Urszula Kossowska, *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy* (maszynopis 1970), promotor: prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: prof. dr Janusz Paszyński, doc. dr hab. Edward Michna, [w:] *Prace i Studia IG UW – Klimatologia*, z. 7, 1973 (skrót pracy),
- Andrzej Górka, *Pionowe gradienty temperatury powietrza w Sudetach* (maszynopis 1979), promotor: doc. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Mieczysław Hess, doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, *Prace i Studia Geograficzne* (skrót pracy), t. 28, 2001, s. 199-201, red. M. Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka
- Badr Jaddoa Ahmed, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku* (maszynopis 1987), promotor: doc. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: doc. dr hab., Elżbieta Kupczyk, doc. dr hab. Mirosław Bogacki., [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, *Prace i Studia Geograficzne*, t. 28, 2001, s. 201-204 (skrót pracy).
- Nguyen Van Than, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu* (maszynopis, 1990), Stopa-Boryczka M., Van Than N., 1992, Dependence of climate upon geographical factors in Poland and in Vietnam, *Miscellanea Geographica*, t. 5, s.45-51 (skrót pracy), promotor: doc. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr Jerzy Kondracki, doc. dr hab. Stanisław Paczos.
- Jolanta Wawer, *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy* (maszynopis 1994), promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr Jerzy Kondracki, prof. dr hab. Andrzej Ewert, [w:] *Prace i Studia Geograficzne*, t. 20, 1997, s. 145-197 (skrót pracy)
- Anna Michalska, *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce* (maszynopis 1998), promotor: prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Andrzej Ewert, prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk, [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, *Prace i Studia Geograficzne*, t. 20, 1997, s. 105-124, red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka (skrót pracy).
- Elwira Żmudzka, *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce* (maszynopis 1998), promotor: prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci prof. dr hab. Krzysztof Kożuchowski, prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk. [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, *Prace i Studia Geograficzne*, t. 28, s. 212-222, 2001 (skrót pracy).
- Dariusz Baranowski (WSP – Słupsk), *Zróżnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typu cyrkulacji* (maszynopis 2001), promotorzy: prof. dr hab. Andrzej Ewert, prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk, prof. dr hab. Gabriel Wójcik., [w:] *Prace i Studia Geograficzne*, t. 29, 2001.
- Robert Cebulski (Kraków), *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów atmosferycznych i stanów wody rzeki górskiej* (maszynopis 2001), promotor: prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedz, UŚ, dr hab. Artur Magnuszewski, [w:] Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XX-XXI, *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 266., s. 219-250.

Wykaz prac magisterskich Zakładu Klimatologii dotyczących przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy

- Dąbrowska Bogumiła, *Wielookresowe zmiany temperatury w Warszawie w latach 1779-1979* (maszynopis 1984), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 77-84 (skrót pracy), opiekun naukowy: Jerzy Boryczka.
- Dębska Dorota, *Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980*, (maszynopis 1984), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 91-99 (skrót pracy), opiekun naukowy: Jerzy Boryczka

- Żmudzka Elwira, *Hipsometryczne gradienty temperatury powietrza w Karpatach Polskich* (maszynopis 1985), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka.
- Kicińska Bożena, *Wpływ wysokości nad poziomem morza na sumy opadów atmosferycznych w Karpatach Polskich* (maszynopis 1985), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka.
- Ludwiczak Krzysztof, *Regresja elementów meteorologicznych w Warszawie względem jej okolic* (maszynopis 1986), [w:] *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii WGSR UW na XII Piknik Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik., 14.06.2008, Warszawa, s.31-34 (skrót pracy), opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka.
- Tomasik Małgorzata, *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie*, (maszynopis 1989), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 109-117 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Skrzypczuk Jan, *Wiekowe zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1973* (maszynopis 1993), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, 2010, Wyd. UW, s. 133-144 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Barańska Agata, *Klimat Polski na tle klimatu Europy* (maszynopis 1994), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka
- Grzęda Katarzyna, *Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987* (maszynopis 1989), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, 2009, s. 100-108 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Klechta Konrad, 1989, *Wielookresowe zmiany temperatury w Krakowie w latach 1826-1985* (maszynopis 1989), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, 2009, s. 85-90 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Puczyńska Joanna, *Klimat Polski w ujęciu historycznym – druga połowa XVIII wieku* (maszynopis 1991), opiekun naukowy Danuta Martyn.
- Michalska Anna, *Trend czasowy opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1881-1980* (maszynopis 1992), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Porowska Anna, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie i Pradze w latach 1779-1976* (maszynopis 1992), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 156-166 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Kierkowska Małgorzata, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Alpach (XIX-XX wiek)* (maszynopis 1994), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 145-155 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Barańska Agata, *Klimat Polski na tle klimatu Europy* (maszynopis 1994), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka.
- Olszewska Edyta, *Tendencja temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995* (maszynopis 1999), [w:] *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii WGSR UW na XII Piknik Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik., 14.06.2008, Warszawa, s.105-106 (skrót pracy), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka.
- Duma Robert, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca* (maszynopis 1999), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 126-132 (skrót pracy), opiekun naukowy: Jerzy Boryczka.
- Piotrowski Adam, *Zmiany roczne pola temperatury powietrza w Kanadzie* (maszynopis 2001), opiekunowie naukowci: Jerzy Boryczka, Krzysztof Olszewski
- Szarek Anna, *Zmiany temperatury powietrza na Helu w okresie 1851-1995* (maszynopis 2001), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 167-175 (skrót pracy), opiekun naukowy Jolanta Wawer
- Górska Mariola, *Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995*, (maszynopis 2002), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIX, Wyd. UW, 2013, s. 79-84 (skrót pracy), opiekun naukowy Maria Stopa-Boryczka

- Tomaszewski Mariusz, *Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX i XX wieku w Polsce* (maszynopis 2002), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, 2009, Wyd. UW, s. 118-125 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Cebula Mariusz., *Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J.Lityńskiego* (maszynopis 2005), t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 146-163 (skrót pracy), opiekun naukowy: Urszula. Kossowska- Cezak.
- Maciejak Małgorzata, *Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995* (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 268-280 (skrót pracy), opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka.
- Maciejak Marta, *Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995* (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 164-172 (skrót pracy), opiekun naukowy: Jerzy Boryczka
- Plaźewski Rafał, *Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-95*, (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIV, Wyd. UW, 2010, s. 244-253 (skrót pracy), opiekun naukowy Urszula. Kossowska-Cezak.
- Szaniawski Przemysław, 2005, *Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku* (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s.238-248 (skrót pracy), opiekun naukowy Elwira Żmudzka.
- Kalecińska Katarzyna, *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w XIX-XX wieku* (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 183-193 (skrót pracy*), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Misiewicz Anna, *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Moskwy w XVIII-XX wieku* (maszynopis 2005), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 194-2003 (skrót pracy*), opiekun naukowy: J. Boryczka
- Styś Karol, *Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995* (maszynopis 2006), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 292-304 (skrót pracy), opiekun naukowy Katarzyna Grabowska).
- Citko Urszula, *Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce* (maszynopis 2006), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (maszynopis 2006), t. XXIII, Wyd. UW, 2009, s. 249-258 (skrót pracy), opiekun naukowy Jolanta Wawer.
- Leszczyńska Ewa, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku (na przykładzie Wrocławia i Marsylii)* (maszynopis 2006), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 250-261 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Tomaszewski Andrzej. *Rola Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu opadów atmosferycznych we Wrocławiu w XX wieku* (maszynopis 2006), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 261-271 (skrót pracy), opiekun naukowy Elwira Żmudzka.
- Baczyński Krzysztof, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Paryżu w XIX i XX wieku* (maszynopis 2007), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 229-237 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Gołdowska Hanna, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku* (maszynopis 2007), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 238-249 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Łopacki Michał, *Wpływ aktywności Słońca na okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Europie* (maszynopis 2007), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010, s. 213-228 (skrót pracy), (opiekun naukowy Jerzy Boryczka

*) Praca licencjacka

- Gieszczyk Piotr, *Okresowość i tendencje zmian klimatu Arktyki* (maszynopis 2008), [w:] *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii WGSR UW na XII Piknik Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik,, 14.06.2008, Warszawa, s.163-164 , opiekun naukowy Jerzy Boryczka.
- Kotynia Przemysław pt. *Warunki meteorologiczne sprzyjające występowaniu burz na Mazowszu* (maszynopis 2008), opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka , Jerzy Boryczka (Kotynia P., Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2013, *Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy* (na podstawie pracy), Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XXIX, Wyd. UW, 2013 , s. 90-98)
- Marks Monika, *Cykliczność i tendencje zmian hydrometeorów w Warszawie* (maszynopis 2008), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* , t. XXIX, Wyd. UW, 2013, s. 153-164 (skrót pracy), opiekun naukowy Jolanta Wawer
- Łopacki Michał, *Wpływ aktywności Słońca na okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Europie* (maszynopis 2008), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010 , s. 213-228 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Brakoniecka Katarzyna, *Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX i XX wieku i ich przyczyny* (maszynopis 2009) , *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010 , s. 272-288 (skrót pracy), opiekun naukowy Jerzy Boryczka
- Maksymiuk Grzegorz, *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w XVIII-XX wieku* (maszynopis 2009), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010 , s. 204-212 (skrót pracy), opiekun naukowy: Katarzyna Grabowska.
- Pawłowski Łukasz, *Zmiany klimatu Szwecji według danych dendrologicznych*, (maszynopis 2009), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, Wyd. UW, 2010 , s. 289-298 (skrót pracy), opiekunowie naukowcy: Jerzy Boryczka, Maria Stopa-Boryczka