



atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

**MODELE EMPIRYCZNE
PRZESTRZENNYCH I CZASOWYCH ZMIAN KLIMATU
EUROPY Z WYODRĘBNIENIEM POLSKI
(WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ)**

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

JERZY BORYCZKA, MARIA STOPA-BORYCZKA

**XXXI-XXXII. EMPIRICAL MODELS
OF SPATIAL AND TEMPORAL CHANGES
IN THE EUROPEAN AND POLISH CLIMATE
(THE RESULTS OF STUDIES)**

atlas

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

Warszawa 2014

**UNIWESYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH**

JERZY BORYCZKA, MARIA STOPA-BORYCZKA

**XXXI-XXXII. MODELE EMPIRYCZNE
PRZESTRZENNYCH I CZASOWYCH ZMIAN KLIMATU
EUROPY Z WYODRĘBNIENIEM POLSKI
(WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ)**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2014

Komitet 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 2014

ISBN 978-83-63245-64-1

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW, zam. 811/2014

SPIS TREŚCI

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 poznawczy 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 $\varphi=52^{\circ}\text{N}$	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 (1961-1990)	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 $^{\circ}\text{C}/100\text{km}$	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 PRZYCZYŃ 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
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.	WPLYW AKTYWNOŚCI SŁOŃCA (OBSERWOWANEJ Z ZIEMI) NA CYKL ROCZNY TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE (1951-2010)	277
9.1.	Wpływ aktywności Słońca na wahania wiekowe 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 maksimum 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 stojów 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

I. WPROWADZENIE

Prezentowany podwójny Tom XXXI-XXXII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. pt. *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski* stanowi podsumowanie ważniejszych wyników 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 izogradientów np. pola temperatury powietrza (wyznaczonego na podstawie wielomianów czwartego stopnia), tj. składowych południkowej, równoleżnikowej i hipsometrycznej. Gradientsy horyzontalne na poziomie morza $\vec{\Gamma}$ i na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ 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 meteorologicznych – 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 słoju drzew). Najdłuższe okresy około 100- i 180-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych np. słoju 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* (rozdz. 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 CO_2 w atmosferze).

II. METODY STATYSTYCZNE WPROWADZONE DO LITERATURY PRZEZ ZAKŁAD KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

2.1. Aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych równaniami wielomianów regresji względem współrzędnych położenia geograficznego 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 (R) i lokalny (L). Przyjęto, że średnia temperatury (t) jest określona wzorem – str.77, mapa–str 80):

$$t = \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi}\right) \Delta \varphi + \left(\frac{\partial f}{\partial h}\right) \Delta h + R + L + \partial = \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi}\right) \Delta \varphi + \left(\frac{\partial f}{\partial h}\right) \Delta h + N$$

gdzie pod składową „ ∂ ” rozumie się ewentualne błędy, wyniki z łączenia różnych serii obserwacyjnych, omyłek w obliczeniach itp.

Trzeba zauważyć, że dwa 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 *Atlasach 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 $\vec{\Gamma}$ i $\vec{\gamma}$

Gradient pola $\vec{\Gamma}$ – to wektor, którego składowymi są pochodne cząstkowe funkcji $y = f(\varphi, \lambda, H)$ 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 $y = T(\varphi, \lambda, H)$ 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 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 $y = f(\Phi, \Lambda, H)$ umożliwia 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 $|\vec{\Gamma}| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial \Phi}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial \Lambda}\right)^2}$ wyrażone są 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 umożliwia wyznaczenie gradientu horyzontalnego

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

Azymut astronomiczny A tego wektora zależy od rzeźby terenu. Gradient horyzontalny $\vec{\gamma}$ (jego zwrot) wskazuje kierunek wzrostu temperatury powietrza mierzonej na powierzchni Europy (Polski).

Gradient pola temperatury powietrza w każdym punkcie powierzchni Europy wyznaczono z wielomianu regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ 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:

$$T = f(\Phi, A, H) = a_0 + a_1\Phi + a_2A + a_3H$$

$$T = F(\Phi, A) = A_0 + A_1\Phi + A_2A$$

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 hiperpłaszczyzn regresji

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

gdzie: φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna, H – wysokość nad poziomem morza) (w 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 , and R – coefficient of the multiple correlation (October-March, 1951-1960)

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

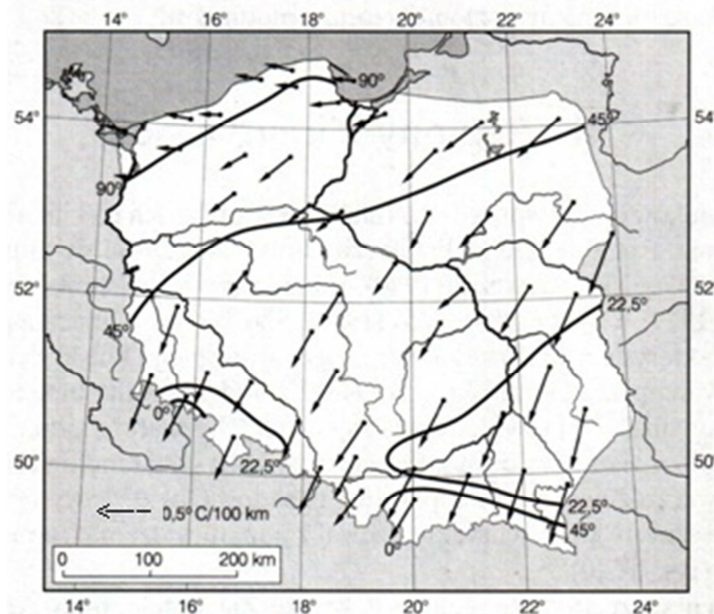
Równania sinusoid o częstości $\omega = \frac{2\pi}{365,25}$, które opisują przebieg roczny gradientów

temperatury powietrza: a_1, a_2, a_3 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)

$\omega = \frac{2\pi}{365,25}$	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 horizontalnych (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 horizontalne 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 półroczach 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

Gradienty horyzontalne $\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda} \right]$, tj. wektory) na mapie (rys. 2) okre-

ślają 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

$$\alpha^0 = \arctg\left(\frac{a_2}{a_1}\right)$$

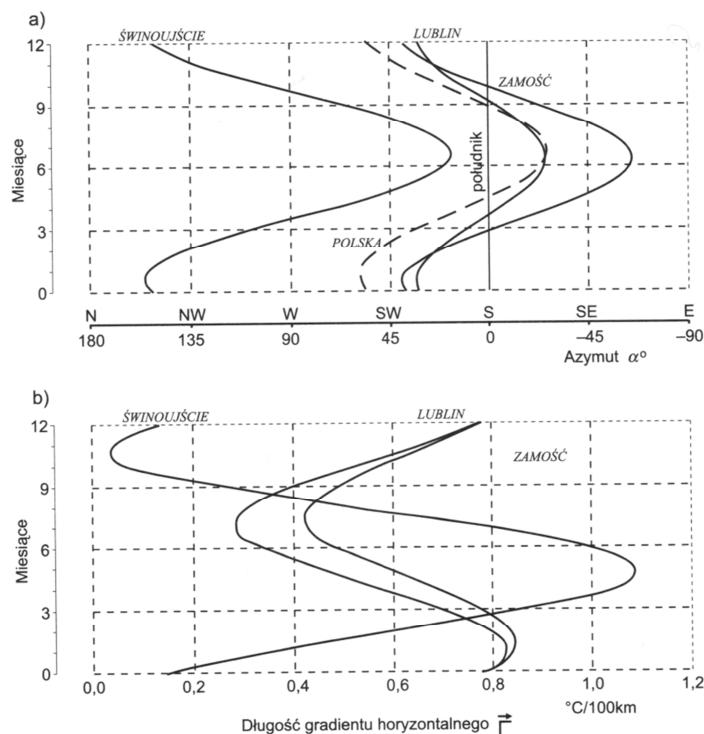


Rys. 2. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ w Europie (1961-1990) – Zima

Fig. 2. Horizontal gradients of air temperature $\vec{\Gamma}$ in Europe – winter

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. 3. 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:

$$\Delta T = -0,291770 \Delta\varphi - 0,255042 \Delta\lambda - 0,004211547 \Delta h \quad \text{dla sezonu chłodnego}$$

$$\Delta T = -1,050513 \Delta\varphi + 0,07529335 \Delta\lambda - 0,007614576 \Delta h \quad \text{dla sezonu ciepłego}$$

*Analogiczne równania opisujące zmiany przestrzenne sum opadów są następujące:

$$\Delta O = 11,1315 \Delta \varphi - 1,99647 \Delta \lambda + 0,267289 \Delta h \quad (\text{półrocze chłodne})$$

$$\Delta O = -10,2813 \Delta \varphi + 2,29403 \Delta \lambda + 0,342861 \Delta h \quad (\text{półrocze ciepłe})$$

*) 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).

Na przykład pole temperatury powietrza w Polsce w poszczególnych miesiącach dobrze określają równania hiperpłaszczyzn regresji (tab. 5)

Tabela 5. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury powietrza (T) względem φ, λ, H ; $\rho_\varphi, \rho_\lambda, \rho_H$ – współczynniki korelacji cząstkowej

Table 5. Equations of hiperplanes of regressions of air temperature variables (T) with respect φ, λ, H and $\rho_\varphi, \rho_\lambda, \rho_H$ – partial correlation coefficients (October-March, 1951-1960)

	φ, λ, H	ρ_φ	ρ_λ	ρ_H
I	$T = -0,143009\varphi - 0,276270\lambda - 0,410424H + 284,17366$	-0,4235	-0,8653	-0,9431
II	$T = -0,202977\varphi - 0,163943\lambda - 0,376308H + 284,18447$	-0,1920	-0,2893	-0,6097
III	$T = -0,569871\varphi - 0,292947\lambda - 0,510476H + 309,80617$	-0,9180	-0,9156	-0,9751
IV	$T = -0,649411\varphi - 0,0174591\lambda - 0,652534H + 314,08693$	-0,9122	0,1136	-0,9784
V	$T = -0,671596\varphi - 0,097774\lambda - 0,687278H + 319,14656$	-0,8311	0,3828	-0,9556
VI	$T = -0,560404\varphi + 0,161985\lambda - 0,675227H + 31640452$	-0,8165	0,6159	-0,9638
VII	$T = -0,422118\varphi + 0,143066\lambda - 0,644280H + 311,10706$	-0,8162	0,6738	-0,9767
VIII	$T = -0,410292\varphi + 0,106272\lambda - 0,614604H + 310,36691$	-0,8796	0,6753	-0,9858
IX	$T = -0,390101\varphi + 0,113114\lambda - 0,601327H + 309,91141$	-0,8611	0,6641	-0,9711
X	$T = -0,320627\varphi - 0,104916\lambda - 0,474432H + 300,62010$	-0,7277	-0,5528	-0,9574
XI	$T = -0,269953\varphi - 0,167998\lambda - 0,414703H + 294,10312$	-0,6542	-0,7165	-0,9424
XII	$T = -0,280825\varphi - 0,212464\lambda - 0,395110H + 292,86634$	-0,6177	-0,7455	-0,9191
I-XII	$T = -0,388294\varphi - 0,0409921\lambda - 0,538252H + 302,32386$	-0,7213	-0,2060	-0,9503

Równania hiperpłaszczyzn regresji wyrażają zależność zmiennych meteorologicznych od szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziom morza (H). Mają one duże znaczenie praktyczne, gdyż umożliwiają interpolację parametrów meteorologicznych dla poszczególnych miesięcy.

Równania interpolacyjne głównych zmiennych meteorologicznych: temperatury powietrza (T), ciśnienia atmosferycznego (p), ciśnienia pary wodnej (e), prędkości wiatru (v), zachmurzenia (N) i opadów atmosferycznych (O) dla stycznia i lipca zestawiono w tab. 6.

Tabela 6. Równania hiperpłaszczyzn regresji T, p, e, v, N, O względem φ, λ, H (styczeń, lipiec 1951-1960)

Table 6. Equations of hiperplanes of regressions of air temperature variables (T) with respect φ, λ, H (January, February, 1951-1960)

Styczeń	Lipiec
$T = -0,143\varphi - 0,276\lambda - 0,410 H + 284,17$	$T = -0,422 \varphi + 0,143 \lambda - 0,644 H + 311,107$
$p = 42,461 \varphi + 5,667 \lambda + 1,799 H - 1321,63$	$p = 31,405 \varphi + 3,681 \lambda - 0,644 H - 705,33$
$e = -0,0016 \varphi - 0,061\lambda - 0,125 H + 6,17$	$e = -0,254 \varphi + 0,09\lambda - 0,416 H + 27,96$
$v = 0,533 \varphi + 0,016 \lambda + 0,446 H - 24,85$	$v = 0,332 \varphi - 0,027 \lambda + 0,248 H - 14,44$
$N = 0,146 \varphi + 0,068\lambda - 0,0059 H - 1,10$	$N = 0,067\varphi - 0,070 \lambda + 0,070 H + 3,97$
$O = 4,247 \varphi - 1,064 \lambda + 5,045 H - 173,04$	$O = -2,796 \varphi - 3,086 \lambda + 6,555 H + 292,18$

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.

• **Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn i wielomianów regresji 2, 3 i 4. stopnia zmiennej y względem współrzędnych φ, λ, H**

Równanie hiperpłaszczyzny regresji zmiennej zależnej (y) względem zmiennych niezależnych $X = [x_1, x_2, \dots, x_k]^T$:

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_kx_k$$

wyznacza się z warunku by suma kwadratów odchyleń ε_i

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - a_0 - a_1x_{1i} - a_2x_{2i} - \dots - a_kx_{ki})^2 = \min$$

Współczynniki regresji wielokrotnej $a = [a_1, a_2, \dots, a_k]^T$ są wyznaczane z układu równań normalnych

$$\begin{matrix} s_{11}^2 & a_1 + & s_{12} & a_2 + & \dots & s_{1k} & a_k & = & s_{1y} \\ s_{21} & a_1 + & s_{22}^2 & a_2 + & \dots & s_{2k} & a_k & = & s_{2y} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & a_1 + & s_{k2} & a_2 + & \dots & s_{kk}^2 & a_k & = & s_{ky} \end{matrix}$$

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: $s_{11}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{1i}^2 - \bar{x}_1^2$ wariancja zmiennej x_1 , $s_{12} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{1i}x_{2i} - \bar{x}_1\bar{x}_2$ kowariancja zmiennych x_1 i x_2 , s_{1y} – kowariancja zmiennych x_1 i y itd.

W zapisie macierzowym y 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

$$a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{kk}^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{ky} \end{bmatrix}$$

Wyraz wolny a_0 otrzymuje się z równania, po wstawieniu do niego współrzędnych środka zbioru punktów empirycznych (średnich arytmetycznych $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_k, \bar{y}$):

$$\bar{y} = a_0 + a_1\bar{x}_1 + a_2\bar{x}_2 + \dots + a_k\bar{x}_k$$

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

- **Wyznaczanie równań hiperpłaszczyzn regresji z zastosowaniem macierzy odwrotnej kowariancji S^{-1}**

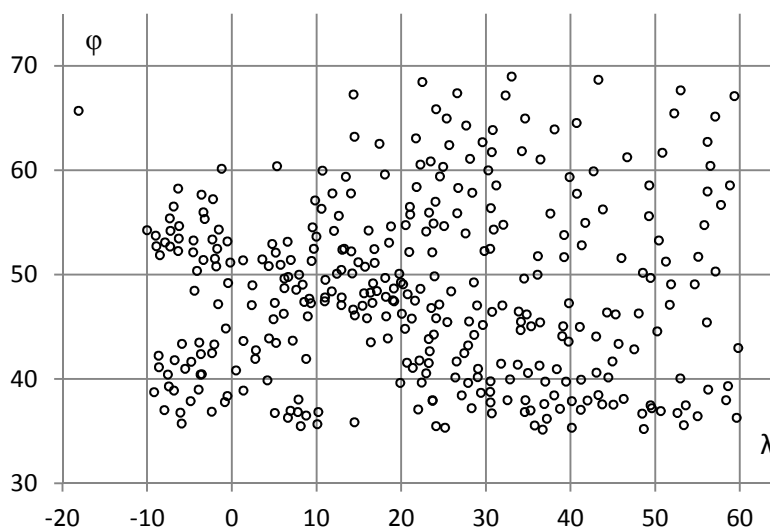
Przykład 3. Aproksymacja pola temperatury powietrza w Europie równaniem hiperpłaszczyzny regresji – gradient pola (1961-1990, VI-VIII)

Równania hiperpłaszczyzn regresji przykładowo wyznaczono na podstawie wyników pomiarów temperatury powietrza z $n = 350$ stacji meteorologicznych w Europie (1961-1990) (rys. 4).

Najpierw obliczono elementy macierzy kowariancji S i macierzy jednokolumnowej S_y :

$$S = \begin{bmatrix} 69,98991 & 0,264401 & -1152,362906 \\ 0,264401 & 345,7169 & 816,774945 \\ -1152,362906 & 816,7749 & 207741,703 \end{bmatrix}, \quad S_y = \begin{bmatrix} -31,0605 \\ 25,77981 \\ -351,34 \end{bmatrix}$$

$$S^{-1} = \begin{bmatrix} 0,01574047 & -0,00022037 & 0,00008818 \\ -0,00022037 & 0,00292275 & -0,00001271 \\ 0,00008818 & -0,00001271 & 0,00000535 \end{bmatrix}, \quad a = \begin{bmatrix} -0,5255687 \\ 0,0866594 \\ -0,00494733 \end{bmatrix}$$



Rys. 4. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Europie (1961-1990)
Fig. 4. Location of meteorological stations in Europe (1961-1990)

Z iloczynu macierzy $a = S^{-1} S_y$ otrzymano współczynniki regresji wielokrotnej a 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 $\bar{x}_1 = \bar{\varphi} = 48,32797143^\circ$, $\bar{x}_2 = \bar{\lambda} = 22,24088571^\circ$,

$$\bar{x}_3 = \bar{H} = 273,0265714m, \quad \bar{y} = \bar{T} = 18,9052^\circ C$$

Najpierw obliczono elementy macierzy kowariancji S i macierzy jednokolumnowej S_y :

$$S = \begin{bmatrix} 69,98991 & 0,264401 & -1152,362906 \\ 0,264401 & 345,7169 & 816,774945 \\ -1152,362906 & 816,7749 & 207741,703 \end{bmatrix}, \quad S_y = \begin{bmatrix} -31,0605 \\ 25,77981 \\ -351,34 \end{bmatrix}$$

$$S^{-1} = \begin{bmatrix} 0,01574047 & -0,00022037 & 0,00008818 \\ -0,00022037 & 0,00292275 & -0,00001271 \\ 0,00008818 & -0,00001271 & 0,00000535 \end{bmatrix}, \quad a = \begin{bmatrix} -0,5255687 \\ 0,0866594 \\ -0,00494733 \end{bmatrix}$$

Z iloczynu macierzy $\mathbf{a} = \mathbf{S}^{-1} \mathbf{S}_y$ otrzymano współczynniki regresji wielokrotnej \mathbf{a} i obliczono wyraz wolny

$$a_0 = \bar{y} - a_1 \bar{x}_1 - a_2 \bar{x}_2 - \dots - a_k \bar{x}$$

gdzie $\bar{x}_1 = \bar{\varphi} = 48,32797143^\circ$, $\bar{x}_2 = \bar{\lambda} = 22,24088571^\circ$,
 $\bar{x}_3 = \bar{H} = 273,0265714m$, $\bar{y} = \bar{T} = 18,9052^\circ C$

Równanie hiperpłaszczyzny regresji ma postać

$$T = -0,525568714\varphi + 0,086659413\lambda - 0,004947331 H + 43,72824$$

Współczynnik korelacji wielokrotnej $R = (1 - \frac{\epsilon^2}{s^2})^{0,5}$

wynosi $R=0,928891$, gdyż wariancja resztkowa $\epsilon^2=3,226422199$, a wariancja temperatury (y): $s^2=23,52309067$

Składowe gradientu pola temperatury powietrza w Europie w lecie wynoszą:

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1 = -0,5255687^\circ C / 1^\circ \varphi \text{ - południkowa}$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2 = 0,0866594^\circ C / 1^\circ \lambda \text{ - równoleżnikowa}$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 = -0,0049473^\circ C / 1m \text{ - hipsometryczna}$$

• **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. 7.

Tabela 7. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury powietrza (T) względem φ, λ, H w Europie (1961-1990)

Table 7. Equations of hyperplanes 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:

$$y = a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H + a_4 \varphi^2 + a_5 \varphi \lambda + a_6 \lambda^2 + a_7 \lambda H + a_8 H^2 + a_9 \varphi^3 + a_{10} \varphi^2 \lambda + a_{11} \varphi^2 H + a_{12} \varphi \lambda^2 + a_{13} \varphi \lambda H + a_{14} \varphi H^2 + a_{15} \lambda^3 + a_{16} \lambda^2 H + a_{17} \lambda H^2 + a_{18} H^3 + a_{19} \varphi^4 + a_{20} \varphi^3 \lambda + a_{21} \varphi^3 H + a_{22} \varphi^2 \lambda^2 + a_{23} \varphi^2 \lambda H + a_{24} \varphi^2 H^2 + a_{25} \varphi \lambda^3 + a_{26} \varphi \lambda^2 H + a_{27} \varphi \lambda H^2 + a_{28} \varphi H^3 + a_{29} \lambda^4 + a_{30} \lambda^3 H + a_{31} \lambda^2 H^2 + a_{32} \lambda H^3 + a_{33} H^4 + a_0$$

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 $z_1, z_2, \dots, z_{33}, y$.

$$y = a_1 z_1 + a_2 z_2 + a_3 z_3 + a_4 z_4 + a_5 z_5 + a_6 z_6 + a_7 z_7 + a_8 z_8 + a_9 z_9 + a_{10} z_{10} + a_{11} z_{11} + a_{12} z_{12} + a_{13} z_{13} + a_{14} z_{14} + a_{15} z_{15} + a_{16} z_{16} + a_{17} z_{17} + a_{18} z_{18} + a_{19} z_{19} + a_{20} z_{20} + a_{21} z_{21} + a_{22} z_{22} + a_{23} z_{23} + a_{24} z_{24} + a_{25} z_{25} + a_{26} z_{26} + a_{27} z_{27} + a_{28} z_{28} + a_{29} z_{29} + a_{30} z_{30} + a_{31} z_{31} + a_{32} z_{32} + a_{33} z_{33} + a_0$$

Współczynniki regresji wielokrotnej $\mathbf{a} = [a_1, a_2, \dots, a_{33}]^T$ wyznaczano analogicznie jak poprzednio – w przypadku zmiennych x_1, x_2, \dots, x_k

$$a = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_{11}^2 & s_{12} & \dots & s_{133} \\ s_{21} & s_{22}^2 & \dots & s_{233} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{k1} & s_{k2} & \dots & s_{333}^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \dots \\ s_{33y} \end{bmatrix}$$

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 zależą liniowo od współrzędnych położeni φ , λ , H :

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = -0,009630963 - 2 \cdot 0,026524097 \varphi - 0,000923188 \lambda + 0,004520249 H \quad (\text{południkowa})$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = -0,003087824 - 0,000923188 \varphi + 2 \cdot 0,928717092 \lambda + 0,141945858 H \quad (\text{równoleżnikowa})$$

$$\frac{\partial T}{\partial H} = -0,000334306 + 0,004520249 \varphi + 0,141945858 \lambda + 2 \cdot 0,900404874 H \quad (\text{hypsometryczna})$$

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:

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

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:

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1 \quad - \text{meridional gradient, in } ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$$

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2 \quad - \text{latitudinal gradient, in } ^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$$

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

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.

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 $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ with respect to geographical latitude (Φ) and longitude (Λ), as well as altitude above sea level H . In the formulae 4) and A were expressed in thousand km, while altitude H in hm.

The gradient of the air temperature field has been defined mathematically:

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

as the vector, whose components are particular derivatives – expressed in °C/100 km,

and, °C/100 m. Horizontal vertical components $\frac{\partial T}{\partial \varphi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda}$, were expressed in

°C/100 km, by transforming geographical coordinates:

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

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

Thus defined gradients separate in each place the influence of geographical latitude (Φ), geographical longitude Λ (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

isarithms $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = \text{const}$ should be latitudinal. The impact of the Atlantic on the tem-

perature field is expressed by the deviation of isarithms $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ from local parallels. They

assure the direction of the SW sector.

The best indicator of influence of the polar continental air masses on the air temperature field in Europe is a horizontal gradient-vector:

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

the components of which: meridional and latitudinal 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 isarythms 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 isarythms of values $a = 30^\circ$ and $a = 60^\circ$. In the remaining four months (V-VIII) the situation of isarythms 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 ($\Delta\vec{\Gamma}$):

$$\vec{\gamma} = \vec{\Gamma} + \Delta\vec{\Gamma}$$

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 $A = 0^0$ to $A = 360^0$.

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 $0, \delta$, 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

Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, nr 72, Wyd. UW, Warszawa, ss. 348.

Stopa-Boryczka M, Boryczka J., 1976, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. II, Wyd. UW, ss. 456 – str. 23-24, str. 6-22, str. 39-40, 449-451

Boryczka J., 1977, *Empiryczne równania klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, ss. 288.

Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. V pt. *Z badań klimatu Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 284 rozdz. II i rozdz IV – str. 196, 198, 200

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

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

2.2. Badania cykliczności zmiennych klimatologicznych 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 (spośród 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-iej 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 , wyznaczane 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 (przypadkowymi) ϵ_i :

$$f(t_i + \Theta) = f(t_i) + \epsilon_i$$

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 sto-

sując metodę J. Boryczki „sinusoid regresji” (1983, 1993). 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 odstęp 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 statystyce matematycznej są wprowadzone nazwy: prosta regresji, parabola regresji, hiperpłaszczyzna regresji, wielomiany regresji k stopnia. Nazwa „sinusoida regresji” została wprowadzona przez autora (Boryczka 1998).

Metoda „sinusoid regresji” polega na aproksymacji ciągu czasowego wyników pomiarów y_1, \dots, y_n (także niekompletnego) wykonanych w dowolnych odstępach czasu t_1, \dots, t_n kolejnymi sinusoidami regresji z krokiem $\Delta\Theta$, np. 0,1, 0,2, ..., n lat. Równanie sinusoidy regresji:

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza, wyznacza się tak, by suma kwadratów odchyleń $\varepsilon_i = y_i - y(t_i)$ punktów empirycznych (t_i, y_i) od jej założonego wykresu była minimalna. Równanie sinusoidy regresji po przekształceniu $a_1 = b \cos c$, $a_2 = b \sin c$ przyjmuje postać równania liniowego względem dwóch zmiennych trygonometrycznych. Jest to równanie płaszczyzny regresji:

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2$$

$$\text{względem: } x_1 = \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t\right), \quad x_2 = \cos\left(\frac{2\pi}{\Theta} t\right)$$

Amplitudę b i fazę c oblicza się z przekształcenia odwrotnego:

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad \text{tg} c = \frac{a_2}{a_1}$$

gdzie $a_1 = b \cos c$, $a_2 = b \sin c$

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: $S_{11}^2, S_{22}^2, S_{12} = S_{21}$ i S_{y1}, S_{y2} – 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:

$$a_1 = \frac{S_{y1} S_{22}^2 - S_{y2} S_{12}}{S_{11}^2 S_{22}^2 - S_{12}^2}, \quad a_2 = \frac{S_{y2} S_{11}^2 - S_{y1} S_{12}}{S_{11}^2 S_{22}^2 - S_{12}^2}, \quad a_0 = \bar{y}$$

gdzie \bar{y} – średnia arytmetyczna.

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 reszkowej $\varepsilon_1^2, \dots, \varepsilon_N^2$ (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 reszkowych $\varepsilon_1^2, \dots, \varepsilon_N^2$.

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

gdzie: s^2 – wariancja zmiennej y

Są to jednocześnie maksima lokalne ciągów liczbowych: współczynnika determinacji R^2_1, \dots, R^2_N i współczynnika korelacji wielokrotnej R_1, R_2, \dots, R_N .

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 .

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)

Walorem metody „sinusoid regresji” jest także możliwość jej zastosowania do wyznaczania 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:

$$\delta = \sqrt{\frac{n\varepsilon^2}{n-2k-1}}, \quad \varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - f(t_i)]^2$$

i dużym współczynnikiem determinacji R^2 trendu czasowego $f(t)$.

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):

$$F_{obl} = \frac{n-2k-1}{2k} \frac{R^2}{(1-R^2)}, \quad R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}$$

Miarą dopasowania funkcji aproksymującej $y = f(t)$ do wyników pomiarów mogą być również całkowity błąd kwadratowy CBK i specjalny współczynnik korelacji RS :

$$CBK = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n [y_i - f(t_i)]^2}}{\sum_{i=1}^n y_i} = \frac{\varepsilon^2}{\sqrt{n} \bar{y}}, \quad RS = \sqrt{\frac{2 \sum_{i=1}^n y_i f(t_i) - \sum_{i=1}^n f^2(t_i)}{\sum_{i=1}^n y_i^2}}$$

gdzie y_i – wartości zmierzone, $f(t_i)$ – wartości obliczone z modelu, \bar{y} – średnia arytmetyczna

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.

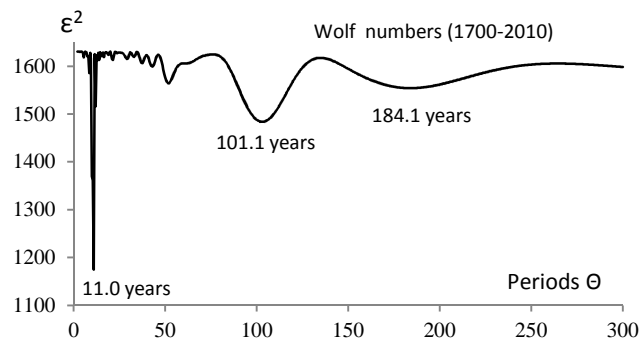
Modulacja cykli

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):

$$y = a_0 + b_0 \sin(\omega_0 t + c_0) + b_1 \sin[(\omega_0 + \omega)t + c_1] + b_2 \sin[(\omega_0 - \omega)t + c_2]$$

Przykład 1. Widmo i cykle liczb Wolfa w latach 1700-2010 – z zastosowaniem programu BOR1.EXE (Wolf..OUT i Wolf.OPT) oraz BOR2.EXE (Wolf.RES) (rys. 1, tab. 1).



Rys. 1. Widmo liczb Wolfa w latach 1700-2010 – według BOR1.EXE – WOLF..OUT
Fig. 1. Spectrum of Wolf numbers in years 1700-2010, BOR1.EXE – WOLF.OPT

Minima lokalne widma liczb Wolfa w latach 1749-2010, z dołączonym najdłuższym cyklem *184,1 (wg danych dłuższych) zestawiono w tab. 1. – z zastosowaniem programów BOR1.EXE WOLF.OPT i BOR2.EXE WOLF.RES, gdzie ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji, F_{obl} – wartość statystyki Fishera -Snedecora

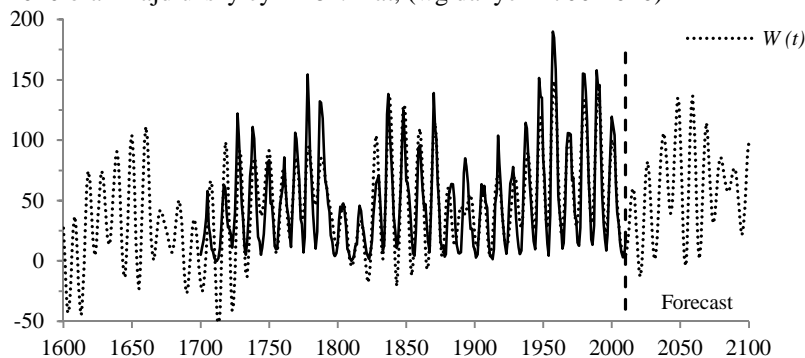
Tabela 1. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli liczb Wolfa w latach 1749-2010 i *1700-2010,

Table 1. Periods Θ , amplitudes b and phases c of Wolf number cycles in the years 1749-2010 and *1700-2010

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
8,5	11,020	0,239	1 657,207	0,189	4,775
10,0	24,158	2,396	1 445,399	0,399	24,451
11,0	30,237	1,022	1 289,312	0,500	43,089
11,8	17,859	- 2,670	1 590,581	0,273	10,399
14,1	6,411	1,927	1 683,801	0,142	2,654
21,2	7,001	- 0,403	1 687,861	0,133	2,336
30,1	4,572	1,625	1 701,822	0,098	1,254
41,1	7,131	- 1,509	1 675,620	0,158	3,299
51,8	8,819	- 1,453	1 668,511	0,170	3,865
66,4	7,792	2,654	1 672,086	0,164	3,580
103,3	16,334	1,655	1 584,089	0,279	10,972
*184,1	7,398	- 2,750	*1554,071	0,217	7,589

Zmiany aktywności Słońca w latach 1600-2100 – według programu BOR3.EXE, WOLFpr przedstawiono graficznie (Excel), gdzie $W(t)$ – wartości obliczone wg interferencji cykli), W_i – liczby Wolfa z obserwacji (rys. 2).

W interferencji $W(t)$ uwzględniono cykle według dokładniejszych danych z lat 1749-2010 oraz najdłuższy cykl 184.1 lat, (wg danych 1700-2010)



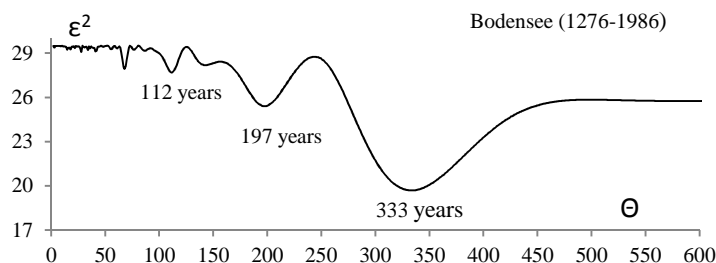
Rys. 2. Zmiany aktywności Słońca W (liczb Wolfa) w latach 1600-2100 – z rekonstrukcją w latach 1600-1748 i prognozą na lata 2011-2100 ($W(t)$ – BOR3.EXE, WOLFpr)

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)

$$\begin{aligned}
 W(t) = & -108,276943 + 0,083769 t + \\
 & + 11,013533 \sin(0,248425 + 2\pi t/8,5) + 24,122916 \sin(2,393189 + 2\pi t/10,0) + 30,317089 \sin(1,019944 + 2\pi t/11,0) + \\
 & + 17,976641 \sin(-2,665808 + 2\pi t/11,8) + 6,466740 \sin(1,957786 + 2\pi t/14,1) + 6,939187 \sin(-0,541929 + 2\pi t/21,2) + \\
 & + 4,717930 \sin(1,588642 + 2\pi t/30,1) + 7,342614 \sin(-1,613581 + 2\pi t/41,1) + 8,928971 \sin(-1,479890 + 2\pi t/51,8) + \\
 & + 7,468712 \sin(2,626765 + 2\pi t/66,4) + 17,290691 \sin(1,528724 + 2\pi t/103,3) + 9,405199 \sin(-2,733355 + 2\pi t/184,1)
 \end{aligned}$$

Przykład 2. Zmiany szerokości stojów dębu *Quercus petraea* (Bodensee – Holandia) w latach 1275-2100 (prognoza w XXI wieku)

Widmo rocznych przyrostów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986 (Holandia)) przedstawiono na rys.3. Parametry sinusoidalnych cykli jego rocznych przyrostów (Θ – okres, b – amplituda, c – faza, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – statystyka testu Fishera-Snedecora) podano w tab. 2. Natomiast zmiany szerokości słoje drzew w w latach 1275-1986, wraz z prognozą do roku 2100 przedstawiają wykresy na rys. 4.

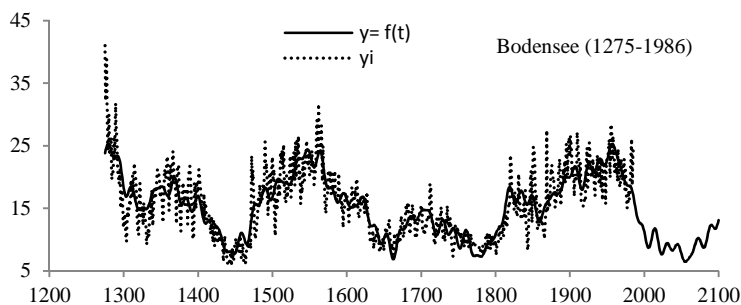


Rys. 3. Widmo szerokości stojów dębu (*Quercus petraea*) – Bodensee (1275-1986, Holandia)
Fig. 3. Spectrum of tree ring widths of Sessile oak (*Quercus petraea*) – Bodensee (1275-1986, Holland)

Tabela 2. Cikle szerokości stojów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986, Holandia)

Table 2. 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	0,7115	-0,2804	29,2160	0,099	3,48
18	0,6651	2,1025	29,2500	0,093	3,06
28	0,9042	1,9545	29,0630	0,122	5,36
68	1,5040	2,5454	27,9140	0,232	20,18
87	0,6214	2,9027	29,1600	0,108	4,17
112	1,5021	-0,6093	27,6920	0,248	23,18
143	1,8396	2,8253	28,1820	0,212	16,61
197	2,5943	2,7352	25,4010	0,373	57,24
333	4,4639	-2,9926	19,6880	0,577	176,72
594	1,6907	-0,3380	25,7500	0,357	51,66



Rys. 4. Zmiany szerokości stojów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986, Holandia); R – współczynnik korelacji wielokrotnej
Fig. 4. Changes of Sessile oak (*Quercus petraea*) tree ring widths in Bodensee (1275-1986, Holland); R – multiple correlation coefficient

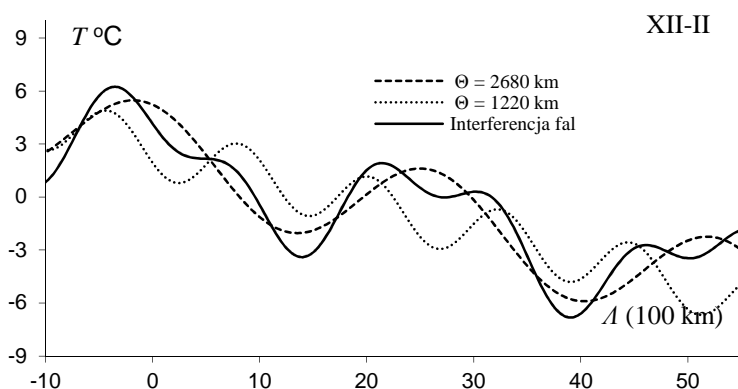
Przykład 3. Fale termiczne południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne w Europie (1951-1990)

W zmianach temperatury powietrza w Europie (1961-1990) wzdłuż południków (Φ) i równoleżników (Λ) i w pionie można metodą sinusoid regresji wyodrębnić tzw. fale termiczne, zastępując czas współzrzednymi geograficznymi Φ , Λ i wysokością nad poziomem morza H (uporządkowanymi rosnąco). Współzrzedne geograficzne są wyrażone w setkach kilometrów: szerokość $\Phi = 1,111 \varphi^\circ$ i długość $\Lambda = 1,111 \lambda^\circ \cos \varphi^\circ$, a wysokość nad poziomem morza H – w hm.

Na przykład, zmieniając długość geograficzną Λ co 0,1 tj. co 10 km

$$T = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} \Lambda + c \right)$$

Otrzymano widmo równoleżnikowych zmian temperatury w zimie, które zawiera dwie najsilniejsze fale o długościach 1220, 2680 km i amplitudach 2,8, i 5,3°C. Zależność temperatury powietrza od długości geograficznej Λ przedstawiono na rys. 5.



Rys. 5. Profil równoleżnikowy temperatury powietrza w zimie w Europie (fale termiczne: $\Theta=2680$ km i $\Theta=1220$ km)

Fig 5. Profile of the latitudinal of air temperature in winter in Europe (waves of $\Theta=2680$ km and $\Theta=1220$ km)

Są to wykresy wyznaczonych fal termicznych wzdłuż równoleżników i ich interferencji (wypadkowej określonej wzorem (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,455$):

$$T = 2,318 - 0,132193\Lambda + 1,3897 \sin \left(\frac{2\pi\Lambda}{12,2} + 2,579177 \right) + 2,6350 \sin \left(\frac{2\pi\Lambda}{26,8} + 1,772588 \right)$$

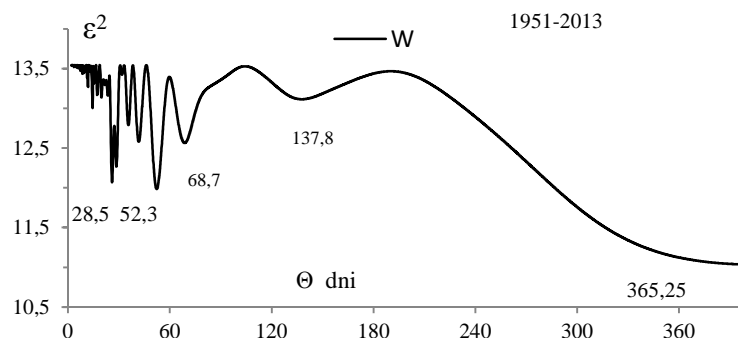
Przykład 4. Cykl roczny aktywności Słońca (obserwowanej z Ziemi) (1951-2013)

Ruch obiegowy Ziemi dookoła Słońca (365,25 dni) i ruch obrotowy Słońca wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^\circ 45'$ do płaszczyzny ekliptyki powodują zmiany roczne liczby plam słonecznych obserwowanych z Ziemi (liczb Wolfa), tj. tzw. aktywności Słońca.

Okres obrotu Słońca wynosi 25,04 dni na równiku i 31 dni w pobliżu biegunów. W ciągu 365,25 dni występuje 14,59 obrotów Słońca (na równiku) i 11,78 obrotów (w

pobliżu biegunów). Przyczyną cyklu rocznego aktywności Słońca (liczby plam na Słońcu) są więc zarówno zmiany aktywności Słońca spowodowane procesami fizycznymi zachodzącymi na jego powierzchni w cyklu 11- i 22-letnim, jak też wynikające z przesuwającej się coraz innej części powierzchni Słońca (tarczy) skierowanej ku Ziemi w kolejnych dniach roku.

Widmo średnich dobowych liczb Wolfa w latach 1951-2013 przedstawia rys. 6, a parametry cykli zawiera tab. 3.



Rys. 6. Widma dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013

Fig. 6. Spectra of daily Wolf numbers (W) in years 1951-2013

Tabela 3. Cykle liczb Wolfa w latach 1951-2013

Table 3. The cycles of Wolf number in years 1951-2013

Θ days	b	c	ε^2	R	F_{obl}
28,50	1,574105	1,952977	12,269	0,3069	13,62
52,30	1,488910	-2,644511	11,987	0,3391	17,02
68,70	1,236791	-0,652153	12,565	0,2690	10,21
137,80	0,662988	2,517657	13,115	0,1781	4,29
365,25	1,798819	-2,545154	11,101	0,4248	28,84

Równanie opisujące interferencję cykli w tab 2. ze składnikiem liniowym $W = 67,09373 + 0,00357 t + \dots$ cechuje współczynnik korelacji $R = 0,675$.

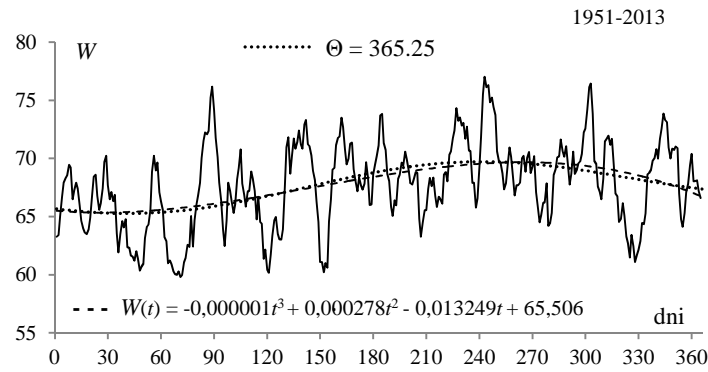
Przebieg roczny liczb Wolfa (W) z kolejnych 365 (366) dni w latach 1951-2013 przy założeniu tylko jednego cyklu rocznego o okresie $\Theta = 365,25$ lat dobrze opisuje równanie sinusoidy regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni (rys.7)

$$W = 66,832 + 0,00466 t + 1,776792 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 2,431845\right)$$

Współczynnik korelacji $R = 0,433$ jest istotny na poziomie 0,01, ponieważ wartość testu Fishera- Snedecora $F_{obl} = 41,65$ jest znacznie większe od wartości krytycznej $F_k = 4,67$ ($n=365$).

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.

Wykresy wielomianu regresji 3. stopnia ($R = 0,420$, $F_{obl} = 92,05$) i sinusoidy o okresie $\Theta = 365,25$ dni prawie pokrywa się – ekstrema (minimum i maksimum) przypadają w przybliżeniu na te same dni.



Rys. 7. Przebieg roczny średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013
Fig. 7. Annual course of daily mean Wolf numbers (W) in 1951-2013 years

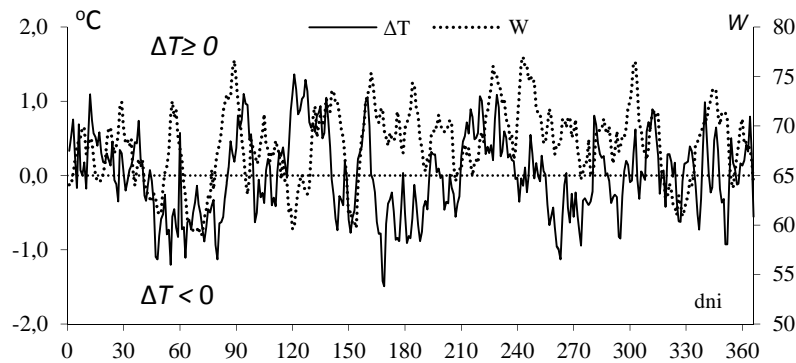
Fale chłodu i ciepła zdefiniowano, stosując przekształcenie algebraiczne codziennych 60-letnich średnich dobowych wartości temperatury powietrza:

$$\varepsilon_i = \Delta T_i = T_i - f(t_i)$$

gdzie: T_i – średnie dobowe wartości zmierzone, $f(t_i)$ – wartości obliczone z równania sinusoidy regresji ($R = 0,997$) o okresie $\Theta = 365,25$ dni:

$$T = f(t) = 7,6773 + 0,002239t + 10,767682 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 1,845735\right)$$

Fale chłodu wskazuje znak ujemny odchylenia ($\Delta T < 0$), a fale ciepła – znak dodatni ($\Delta T \geq 0$). Fale chłodu ($\Delta T < 0$) na ogół występują przy małej średniej dobowej (60-letniej) aktywności Słońca (W), a fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) – przy dużych wartościach dobowych liczb Wolfa (W) (rys. 8)



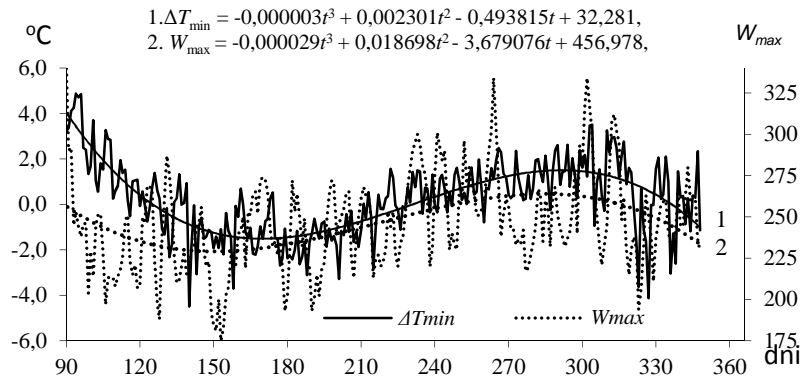
Rys. 8. Fale ciepła i chłodu w Warszawie i liczby Wolfa (W) w latach 1951-2010, $\Delta T = T - f(t)$
Fig. 8. Warm and cold waves in Warsaw and Wolf numbers (W) in years 1951-2010 $\Delta T = T - f(t)$ deviations of daily mean values (T) from sinusoid $f(t)$

Przebiegi roczne różnic $\Delta T_{\min} = T_{\min} - f_1(t)$ najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie i maksimum liczb Wolfa (W_{\max}) w dniach 90-366 (IV-XII) dobrze określają sinusoidy regresji $T_{\min} = f_1(t)$ o okresie $\Theta = 365,25$ dni ($R=0,979$)

$R=0,385$) i wielomiany regresji 3. stopnia ΔT_{\min} i W_{\max} względem czasu t (o istotnych statystycznie współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,761$ i $R=0,408$) (rys. 9):

$$T_{\min} = f_1(t) = -2,7659 - 0,007865t + 15,190194 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 1,825587\right)$$

$$W_{\max} = 237,200678 + 0,037789t + 12,604851 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t + 2,737850\right)$$



Rys. 9 Przebieg roczny odchyień (ΔT_{\min}) najniższych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) w okresie 60 lat w Warszawie od sinusoidy $f_1(t)$ i maksima dobowe liczb Wolfa (1951-2010)
Fig. 9. Annual course of deviations (ΔT_{\min}) the lowest (T_{\min}) of air temperature in Warsaw – in the 60-year period from sinusoid $f_1(t)$ and maximum daily of Wolf numbers (1951-2010)

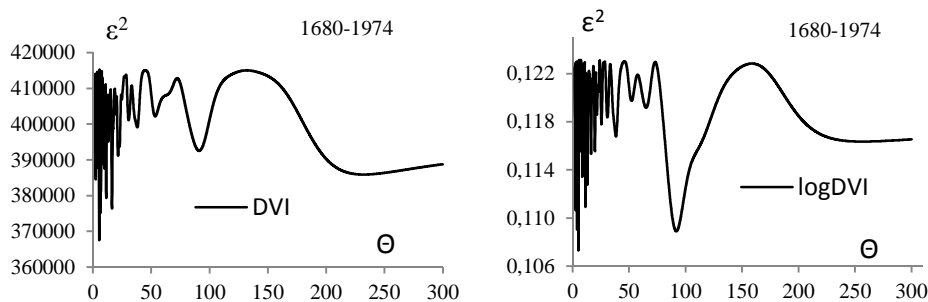
Interesująca jest synchroniczność zmian odchyień najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{\min} = T - f_1(t)$ i maksimów (W_{\max}) liczb Wolfa

Przykład 5. Okresowość erupcji wulkanów – wskaźnika DVI i $\log DVI$

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
Eyjafjallaojokull	1821	300
...
Cosiguina	1835	4000
Hekla	1845	250
...

Okresowość wskaźnika DVI lub $\log DVI$ można zbadać jedynie metodą „sinusoid regresji”. Widma oscylacji wskaźników DVI i $\log DVI$ w paśmie 2,1-300 lat z odstępem 0.1 roku przedstawiono na rys. 10. Parametry cykli, tj. okresy Θ , amplitudy b , fazy c oraz współczynniki korelacji R i charakterystyki testu Fishera-Snedecora podano w tab. 4-5.



Rys. 10. Widma Dust Veil Index (*DVI*) i *log DVI* w latach 1680-1974
Fig. 10. Spectra of) Dust Veil Index and *log dvi* in years 1680-1974

Tabela 4. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli wskaźnika *DVI*, R - współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora

Table 4 Periods Θ , amplitudes b and phases c of numerical cycles of the *DVI* index in the years 1680-1980, R – multiple correlation coefficient, F_{obl} . – F-test

Θ	b	c	R	F_{obl}
4,0	224,886507	-2,995271	0,257	2,271
5,3	191,114445	-0,650090	0,339	4,162
8,6	133,100586	-0,802755	0,253	2,185
11,4	232,593630	1,231115	0,295	3,041
13,2	15,805945	-3,023883	0,221	1,639
16,4	165,260592	2,233283	0,306	3,311
30,6	162,641860	1,032751	0,185	1,133
38,4	182,785253	-1,005709	0,198	1,300
91,1	127,601892	-0,481575	0,234	1,858
232,2	218,379882	1,707997	0,266	2,443

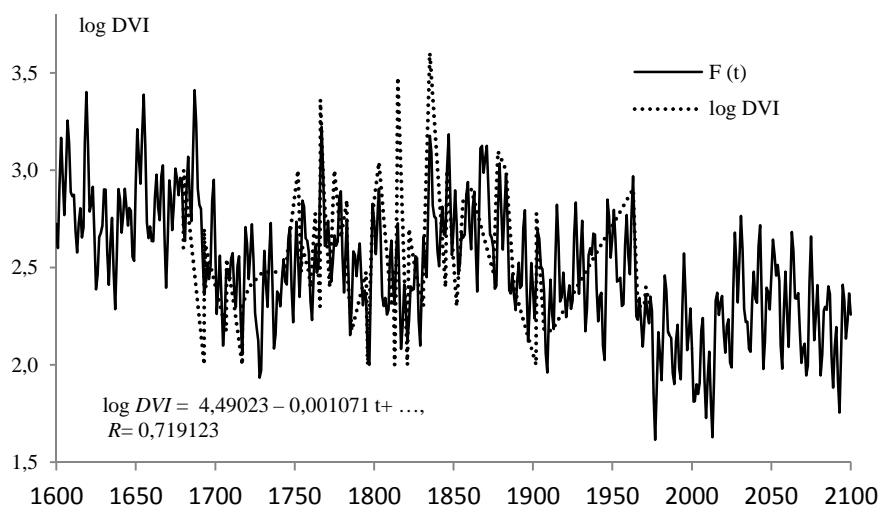
Tabela 5. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli wskaźnika *log DVI*, R - współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora

Table 5. 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

Interferencja cykli wskaźnika *DVI* o składniku liniowym $DVI = 2170,146 - 0,89278t$, cechuje się współczynnikiem korelacji wielokrotnej $R = 0,633$.

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. 11.



Rys. 11. Zmiany i wskaźnika log DVI w latach 1600-2100
 Fig. 11. Changes of log DVI index in 1600-2100 years

Przykład 6. Zastosowanie metody „sinusoid regresji” J. Boryczki w hydrologii

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 wyliczania 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 zadanyim 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_z^2)* ...”

* tj. współczynnika determinacji R^2)

The “regression sinusoid” method the J. Boryczka for determining spectrums and cycles

Summary

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 $0.0833, 0.1667, \dots, n$). The regression sinusoid equation (as termed by author) with the cycle Θ , amplitude b and phase c , :

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

Is determined by reducing the equation

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2$$

to the linear regression y with respect to the variables

$$x_1 = \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t\right), \quad x_2 = \cos\left(\frac{2\pi}{\Theta} t\right)$$

Amplitude b and phase c is obtained from a reverse transformation::

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad \operatorname{tg} c = \frac{a_2}{a_1}$$

(taking into account the conditions $a_1 = b \cos c$, $a_2 = b \sin c$)

The spectrum is a sequence of the values residual variance ε^2 , corresponding to the presumed cycles $\Theta = 0.1; 0.2; \dots; n$. The cycles denote the local minimum Θ_{\min} of the residual variance ε_{\min}^2 .

This method can be applied when the time intervals between the terms of the chronological sequence are not the same (for example in the case of volcanic eruptions) The result (interference):

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

where: t – is time, and at – linear component.

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 or the t-Student test (s^2 – variance of y).

$$R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}, \quad F_{\text{obl}} = \frac{n-3}{2} \frac{R^2}{(1-R^2)}$$

The interference of the cycles of 1 volcanic eruptions (index log DVI)

The discovery of periodicity of volcanic episodes was an important development in the study of climate change. The content of volcanic dust in the atmosphere was measured using the *DVI* index (H. Lamb's Dust Veil Index, 1969) in the years 1680-1980. The periods of this (discontinuous) variable could only be determined using "sinusoidal regression" (Tab. 4). In the spectrum of the log *DVI* index for the years 1680-1980, there were 5.3, 11.4, 13.2, 91.8 and 256.5 year-long periods, characterised by high correlation coefficients R : 0.36, 0.31, 0.29, 0.34 and 0.24.

The 11.4-year and 91.8-year cycles of the log *DVI* index, which are similar to the known periods of solar activity, are particularly interesting.

The interference of the cycles of index $F(t) = \log DVI$ (Tab. 6) with the linear component $2.690577 - 0.00107 t$ (with multiple correlation coefficient $R = 0.719$) is shown in a chart in Fig. 12.

Table 6. 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	0.1627	-3.0401	0.339	4.15
5.3	0.1076	-1.1978	0.362	4.83
8.6	0.0515	1.2260	0.287	2.87
11.4	0.1825	-2.5887	0.314	3.50
13.2	0.0200	-0.6048	0.287	2.87
16.4	0.0685	-0.9181	0.257	2.27
30.8	0.0820	0.7333	0.205	1.40
38.4	0.0694	0.4305	0.223	1.68
91.8	0.1734	1.8603	0.339	4.15
256.5	0.1555	-3.1375	0.241	1.97

Volcanic eruptions at different time intervals determine the amount of solar energy which reaches the Earth's surface (direct and diffuse radiation). It should be noted that the progressing cleansing of the atmosphere of volcanic dust in the years 1600-2100 – $-\log DVI$ – is characterised by a downward trend.

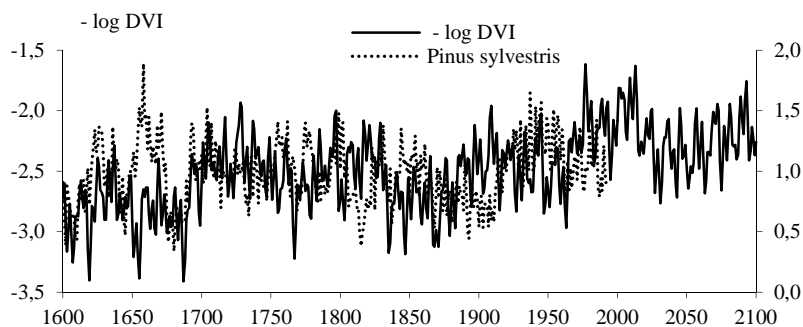


Fig. 12. Changes of Scots (*Pinus sylvestris*) tree ring widths in Vicran (1599-1992), Norway and of $-\lg DVI$ index

- Stopa-Boryczka M, Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* t. VII pt. *Zmiany wiekowe klimatu Polski*, Wyd. UW, ss. 439
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* t. XIV pt. *Prognozy zmian klimatu Warszawy*, Wyd. UW, ss. 209
- 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*, Wyd. UW, Warszawa, ss.266
- 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 pt. *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku*. Wyd. UW, 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 pt. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski*, Wyd. UW, ss.470

2.3. 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 (tom: 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 ciągłego unowocześniania metod i kierunków badań. Pomoc maszyn matematycznych w pracy naukowej wykorzystywała swego czasu doc. Z. Kaczorowska do zbadania okreso-wości 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 ustaleniu 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 zróżnicowanie 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 hiperpłaszczy-

czynn 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, pół 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 postępowaniem 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 ba-

dawczych 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 $1^{\circ}\text{C}/100$ lat, Genewie o $0,5^{\circ}\text{C}/100$ 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 $0,10-0,15^{\circ}\text{C}/100$ 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 sondáže 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.

Tomy Atlasu: XIV – pt. *Prognozy zmian klimatu Warszawy* i XV – pt. *Prognozy zmian klimatu miast w Europie* można uznać za syntezę dotychczasowych wyników badań zmian klimatu i ich uwarunkowań w XVIII-XXI wieku.

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: Warszawie, Krakowie, Pradze, Genewie na podstawie interferencji wykrytych cykli (składników deterministycznych serii pomiarowych) są dość wiarygodne. Występuje dobra zgodność zmian temperatury powietrza i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (*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.

* * *

Opublikowanie kolejnych części tej 30 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.

III. MODELE EMPIRYCZNE PRZESTRZENNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI

Wprowadzenie

Celem pracy jest określenie zakresu oddziaływania czynników geograficznych na pola elementów klimatu w Polsce.

Najistotniejsze cechy klimatu Polski opisują roczne wahania podstawowych elementów klimatologicznych (tab. 1-3). Ich średnie wartości w latach 1951-1960 są wynikiem kompleksowego wpływu czynników geograficznych na intensywność obiegu ciepła i pary wodnej oraz cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach Europy Środkowej.

Szerokość geograficzna determinuje przede wszystkim strefowość klimatu. Od niej zależy dopływ energii promienistej Słońca, związany z jego wysokością oraz długością dnia w poszczególnych porach roku. Energia słoneczna absorbowana przez powierzchnię Polski wpływa na intensywność procesów fizycznych zachodzących w atmosferze, a więc warunkuje pola zmiennych meteorologicznych. Astrefowość klimatu Polski zależy przede wszystkim od ukształtowania powierzchni – wysokości nad poziomem morza oraz umiarkowanej odległości od Oceanu Atlantyckiego.

W celu oddzielenia zmian elementów klimatologicznych uwarunkowanych położeniem geograficznym od zmian wywołanych ukształtowaniem powierzchni Polski pola zmiennych meteorologicznych opisano równaniami hiperpłaszczyzn regresji względem szerokości (φ) i długości (λ) geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza (H). Przyjmują, one odpowiednie postacie w półroczu chłodnym i ciepłym oraz w roku (tab. 4-6).

Miarami oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na klimat są składowe: południkowa, równoleżnikowa, hipsometryczna gradientu pola, czyli współczynniki regresji wielokrotnej. Gradient pola temperatury powietrza wskazuje, iż w półroczu chłodnym temperatura spada ku północy Polski o $0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, w kierunku wschodnim Polski spada o $0,3^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ i maleje o $0,5^{\circ}\text{C}/100$ m ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

Zakres rocznych zmian gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych temperatury i wilgotności powietrza, zachmurzenia i opadów atmosferycznych oraz prędkości wiatru przedstawiają tab. 7-9.

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni – wysokość nad poziomem morza. Miarą tej deformacji są gradienty hipsometryczne. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza obserwuje się spadek temperatury i ciśnienia pary wodnej niezależnie od pory roku. Gradienty hipsometryczne sum opadów i prędkości wiatru układają się odwrotnie, czyli, dodatnie przez cały rok.

Należy zauważyć, że gradient hipsometryczny temperatury powietrza (przeciętny na obszarze Polski) jest zbliżony w niektórych miesiącach do gradientu wilgotności adiabatycznego ($-0,5^{\circ}\text{C}/100$ m). Ponadto gradienty hipsometryczne mają dużą amplitudę roczną (istotną na poziomie 5%).

Natomiast gradient horyzontalny pola – wektor według równania hiperpłaszczyzny regresji – wskazuje kierunek wzrostu zmiennej meteorologicznej po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziomem morza. W przypadku pola temperatury powietrza jest to gradient horyzontalny zredukowany do poziomu morza.

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

Lp.	Symbole	Parametry meteorologiczne	Jednostki
1	T	Temperatura powietrza	°C
2	T_{\max}	Temperatura maksymalna	°C
3	T_{\min}	Temperatura minimalna	°C
4	A	Dobowa amplituda temperatury	°C
5	U	Energia wewnętrzna	cal/g
6	H	Enthalpia	cal/g
7	p	Ciśnienie atmosferyczne	hPa
8	Θ	Temperatura potencjalna	°C
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	°C
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	$L_{\text{☀}}$	Dni pogodne	doba
23	L_{\bullet}	Dni pochmurne	doba
24	L_o	Dni z opadem	doba
25	L_m	Dni z mgłą	doba
26	L_v	Dni z wiatrem >10 m/s	doba
27	L_c	Liczba cisz	

Modelami najlepiej symulującymi pole temperatury powietrza w Polsce są wielomiany regresji czwartego stopnia względem szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza.

Novum w literaturze klimatologicznej stanowią, mapy izogradentów oraz mapy lokalnych gradientów horyzontalnych, wyrażonych w °C/100 km (rys. 1-9). Dynamikę zmian pola temperatury powietrza w Polsce wskazują profile gradientów – przyrostów temperatury powietrza na jeden stopień szerokości i długości geograficznej oraz na 100 m wysokości (rys. 10-12). Istotne znaczenie poznawcze ma wyodrębnienie wpływu ukształtowania powierzchni na pole temperatury powietrza. Pozwolilo to na określenie stref różnego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski (rys. 15-17).

Określenie zakresu oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych ma istotne znaczenie w modelowaniu przestrzenno-czasowych zmian klimatu w szerokościach umiarkowanych.

Niniejsze opracowanie należy traktować jako podsumowanie oceny ilościowej wpływu czynników geograficznych na klimat Polski. Obejmuje ono najważniejsze wyniki badań przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1974-1995 i opublikowanych w kolejnych tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*.

Opis pól elementów klimatu i zastosowanych metod badań

Podstawowe znaczenie w badaniach klimatu ma znajomość struktury pól elementów meteorologicznych, ich czasowo-przestrzenna zmienność, współzależność oraz dynamika zmian.

Pole temperatury powietrza charakteryzują takie zmienne, jak: średnia dobową temperatura, średnie ekstremalne (maksymalna i minimalna), amplituda dobową i roczną, daty początku i czas trwania termicznych pór roku, okres wegetacyjny, liczba dni z przymrozkami, okres bezprzymrozkowy, liczba dni mroźnych i bardzo mroźnych oraz gorących. Wskazują one na intensywność procesów cieplnych zachodzących na obszarze Polski.

Pole wilgotności powietrza określają takie zmienne, jak: ciśnienie pary wodnej, wilgotność bezwzględna, właściwa, względna i niedosyt wilgotności powietrza oraz pośrednio – parowanie wody z powierzchni gruntu.

Z obiegiem wody w układzie Ziemia – atmosfera wiążą się, oprócz wskaźników wilgotności i parowania, także opad atmosferyczny i zachmurzenie. Oto zmienne charakteryzujące opad: sumy miesięczne, 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 czas jej występowania. W przypadku zachmurzenia nie ograniczono się do podstawowych wskaźników, jak średnia dobowe zachmurzenie, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą, lecz także zajmowano się rodzajami chmur.

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

Inne parametry, jak temperatura ekwiwalentna i entalpia są wskaźnikami biometeorologicznymi, które znajdują coraz częstsze zastosowanie w opracowaniach klimatologicznych.

Do wielkości fizycznych wyznaczonych po raz pierwszy dla całego obszaru Polski należą: gęstość powietrza, wilgotność bezwzględna, wilgotność właściwa, poziome strumienie powietrza i pary wodnej, temperatura potencjalna i entropia.

Dotychczas klimat Polski przedstawiany był za pomocą izarytm wieloletnich wartości poszczególnych elementów meteorologicznych, które najlepiej charakteryzują, precyzyjny stan atmosfery.

Przestrzenne zróżnicowanie klimatu wynika głównie ze zmian szerokości geograficznej, odległości od oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza. Syntezą wyników badań w tym zakresie są wyodrębnione regiony klimatyczne Polski (Okołowicz, 1966).

Aktualnie w ramach badań prowadzonych w Zakładzie Klimatologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego dokonano udanej próby oddzielenia zmian klimatu uwarunkowanych położeniem geograficznym od zmian wywołanych wpływem wysokości nad poziomem morza.

W tym celu zbadano zależność elementów klimatologicznych od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Szerokość geograficzna Polski determinuje strefowość pól zmiennych meteorologicznych – klimatu. Astrefowość klimatu Polski zależy przede wszystkim od odległości od Oceanu Atlantyckiego,

czyli od długości geograficznej, i od ukształtowania powierzchni kraju, czyli od wysokości nad poziomem morza (Polska $\bar{H} = 173$ m).

Miarami kompleksowego oddziaływania czynników geograficznych na klimat są średnie wieloletnie poszczególnych elementów meteorologicznych (tab. 1-3). Natomiast miarami wpływu położenia geograficznego są składowe gradienty pola: pozioma – południkowa i równoleżnikowa, oraz pionowa – hipsometryczna. Składowe gradienty pól wyznaczono na podstawie równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji oraz wielomianów czwartego stopnia względem szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). W przypadku równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn gradientami są współczynniki regresji, a wielomianów – pochodne cząstkowe względem φ , λ , H . Nazwano je geograficznymi gradientami (tab. 4-6).

3.1. Dynamika rocznych zmian pól elementów klimatu w Polsce

Dla wyodrębnienia ogólnych i osobliwych cech klimatu Polski określono pola średnie i gradienty w różnych skalach przestrzecznych: cały obszar Polski (Stopa Boryczka, Boryczka i in., 1974, 1976, 1980, 1989, 1990), północno-wschodnia część Polski (Stopa-Boryczka i in., 1986), pas nizin (Kalicińska, 1980) i pas gór (Górka, 1979; Żmudzka, 1985; Kicińska, 1985). Dynamikę zmian pól elementów meteorologicznych w skali Polski wskazują średnie i gradienty obliczone w przedziałach czasu: miesiącach, porach roku, półroczach i roku. W tym celu wyznaczono sinusoidy rocznych zmian średnich i gradientów geograficznych. Opisują one zakres oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na klimat w szerokościach umiarkowanych środkowej Europy (tab. 7-9).

Sinusoidy roczne gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych wskazują, że wpływ czynników geograficznych na stan atmosfery jest większy w półroczu ciepłym niż w chłodnym. Największym wahaniom 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 zmiennych meteorologicznych jest największy w chłodnej porze roku, zwłaszcza w przypadku temperatury powietrza. Jak wiadomo, w okresie tym osiągają szczyt aktywności najbliższe układy baryczne (Niż Islandzki i Wyż Azjatycki), pod których działaniem znajduje się Polska.

Miarą, deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu są gradienty hipsometryczne. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza maleje temperatura powietrza i jego wilgotność, natomiast ciśnienie, zachmurzenie i prędkość wiatru są większe na większych wysokościach. Uzyskane wyniki dotyczące wpływu wysokości-bezwzględnej na pola zmiennych meteorologicznych są zbieżne z pionowymi gradientami wyznaczonymi z sondazy aerologicznych, z tym, że należy uwzględnić przeciwny znak. Ten sam rząd wielkości mają hipsometryczne gradienty zmiennych meteorologicznych w Polsce, określone równaniami hiperpłaszczyzn regresji na podstawie danych z trzydziestolecia 1951-1980 (tab. 10).

Tabela 2. Średnie arytmetyczne parametrów meteorologicznych dla obszaru Polski (1951-1960)
Table 2. Means of meteorological variables in Poland (1951-1960)

Symbole	X-III	IV-IX	I-XII
T	1,10	13,46	7,28
T_{\max}	4,43	18,71	11,57
T_{\min}	-2,15	8,42	3,14
A	6,58	10,29	8,43
U	46,78	48,87	47,84
H	65,91	69,00	67,54
p	991,12	991,10	991,08
Θ	2,28	14,28	8,28
ρ	1,26	1,20	1,23
S	1,02	1,06	1,04
e	6,02	12,21	9,12
ρ'	4,75	9,24	7,06
q	3,78	7,70	5,74
f	0,83	0,76	0,80
Δ	4,00	1,25	4,66
Θ_e	10,44	32,53	21,48
v	3,64	2,97	3,31
M	4,56	3,55	4,04
M'	16,94	26,98	22,95
N	7,20	6,07	6,64
O	233,65	409,55	638,98
L_{\odot}	18,10	20,69	38,83
L_{\bullet}	91,43	53,58	145,06
L_{\circ}	81,61	78,12	159,73
L_m	33,74	18,59	52,36
L_v	24,55	15,04	39,58
L_c	68,04	80,66	149,03

Tabela 3. Wartości średnie parametrów meteorologicznych dla obszaru Polski (1951-1960)
Table 3. Means of meteorological variables in Poland (1951-1960)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T	-2,33	3,24	0,66	6,32	11,70	15,93	17,48	16,75	12,58	7,99	3,05	0,44
T_{\max}	0,26	0,27	4,87	11,30	16,87	21,13	22,73	22,25	17,98	12,61	5,80	2,76
T_{\min}	-5,33	-6,59	-3,21	1,63	6,26	10,32	12,47	11,80	8,03	4,00	0,32	2,08
A	5,59	6,86	8,08	9,67	10,61	10,81	10,26	10,45	9,95	8,61	5,48	4,84
U	46,20	46,05	46,71	47,68	48,58	49,32	49,44	49,18	48,62	48,62	47,12	46,55
H	65,25	65,01	65,95	67,32	68,61	69,63	70,17	69,83	68,82	67,72	66,53	65,90
p	989,15	989,15	989,88	991,92	991,70	991,17	989,83	990,33	992,20	992,90	994,12	989,58
Θ	-1,42	-0,62	2,05	7,03	12,42	16,80	18,52	17,58	13,30	8,76	3,58	1,32
ρ	1,26	1,27	1,26	1,23	1,21	1,18	1,18	1,18	1,20	1,22	1,25	1,26
S	1,00	1,00	1,02	1,04	1,05	1,07	1,08	1,07	1,06	1,04	1,02	1,01
e	4,65	4,50	5,22	7,26	10,15	13,57	15,57	14,95	11,89	9,12	6,86	5,75
ρ'	3,71	3,59	4,13	5,62	7,72	10,11	11,62	11,19	9,02	7,02	5,38	4,55
q	2,92	2,81	3,28	4,54	6,38	8,52	9,84	9,45	7,48	5,72	4,30	3,61
f	0,85	0,84	0,79	0,75	0,72	0,73	0,77	0,78	0,80	0,83	0,87	0,88
Δ	0,82	0,87	1,66	3,08	4,62	5,69	5,66	5,24	3,71	2,26	1,13	0,84
Θ_{ε}	4,94	3,70	8,80	17,48	27,50	36,98	41,86	40,11	31,24	22,13	13,69	9,37
v	4,07	3,67	3,76	3,28	3,19	2,83	2,84	2,73	2,96	3,11	3,41	3,81
M	5,15	4,66	4,69	4,04	3,85	3,34	3,34	3,22	3,54	3,80	4,26	4,76
M'	14,87	12,88	15,21	18,15	24,22	28,10	32,38	29,90	26,10	22,73	17,95	16,97
N	7,72	7,18	6,24	6,31	6,20	6,14	6,28	5,85	5,72	6,32	7,73	7,88
O	38,22	32,40	31,73	43,75	53,77	76,68	103,93	74,30	52,12	43,58	37,73	45,87
$L_{\star\star}$	2,01	2,77	5,22	3,71	2,86	3,02	3,23	3,27	4,63	4,16	1,97	1,98
L_{\bullet}	17,65	14,16	12,14	10,45	9,53	9,02	9,89	7,08	7,62	11,22	17,46	18,80
L_O	16,24	14,15	11,04	12,28	12,64	12,83	15,00	13,09	12,28	11,52	13,11	15,53
L_m	4,62	5,03	3,90	3,33	2,50	2,44	2,62	3,23	4,05	6,30	7,00	6,89
L_v	5,06	4,05	4,44	3,12	2,83	1,83	2,15	2,34	2,76	2,90	3,61	4,49
L_c	9,41	10,30	10,12	11,19	11,20	11,99	13,48	16,73	16,05	15,68	11,90	10,64

Tabela 4. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (X-III, 1951-1960)

Table 4. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to φ , λ and H and the partial correlation coefficients (October-March, 1951-1960)

	$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H + a_0$				ρ_φ	ρ_λ	ρ_H	
T	=	-0,2018 φ	-0,2255 λ	-0,0040 H +	289,599	0,347	-0,382	-0,782
T_{\max}	=	-0,6077 φ	-0,2460 λ	-0,0050 H +	314,631	0,037	-0,327	-0,757
T_{\min}	=	-0,1949 φ	-0,3789 λ	-0,0035 H +	269,298	0,292	-0,277	-0,347
A	=	-0,4864 φ	-0,0241 λ	-0,0011 H +	32,471	-0,636	0,108	0,074
U	=	-0,0332 φ	-0,0378 λ	-0,0007 H +	49,359	0,353	-0,378	-0,786
H	=	-0,1511 φ	-0,0932 λ	-0,0011 H +	75,745	0,014	-0,204	-0,255
p	=	1,8288 φ	-0,7904 λ	-0,0863 H +	930,244	0,587	-0,128	-0,944
Θ	=	-0,0076 φ	-0,0029 λ	+0,0041 H +	274,046	-0,344	0,028	0,636
ρ	=	0,0039 φ	-0,0003 λ	-0,0001 H +	1,076	0,603	-0,102	-0,875
S	=	0,00009 φ	-0,0000 λ	+0,0000 H +	1,012	-0,304	0,027	0,632
e	=	-0,0863 φ	-0,0523 λ	-0,0016 H +	11,835	0,354	-0,248	-0,906
ρ'	=	-0,6502 φ	-0,0370 λ	-0,0012 H +	9,142	0,350	-0,230	-0,907
q	=	-0,0686 φ	-0,0286 λ	-0,0008 H +	8,050	-0,055	-0,463	-0,888
f	=	0,0064 φ	-0,0024 λ	+0,0001 H +	0,454	0,133	-0,097	-0,083
Δ	=	-0,1183 φ	-0,0310 λ	-0,0003 H +	8,035	-0,531	-0,198	-0,042
Θ_ε	=	-0,2920 φ	-0,3991 λ	-0,0058 H +	307,114	0,072	-0,601	-0,801
v	=	0,5054 φ	+0,0214 λ	+0,0041 H -	23,849	0,046	-0,041	0,579
M	=	0,6261 φ	+0,0259 λ	+0,0045 H -	29,362	0,101	-0,048	0,496
M'	=	0,1778 φ	+0,0667 λ	+0,0086 H -	78,368	0,247	-0,066	0,257
N	=	0,0285 φ	-0,0401 λ	+0,0008 H +	5,1740	0,468	0,207	-0,204
O	=	11,1315 φ	-1,9965 λ	+0,2673 H -	364,747	-0,314	-0,054	0,862
L_{\odot}	=	-0,3544 φ	-0,2439 λ	+0,0018 H +	40,664	-0,257	-0,165	0,298
L_{\bullet}	=	3,9188 φ	+1,2497 λ	+0,0072 H -	136,544	0,551	0,247	-0,112
L_O	=	2,8082 φ	-0,0629 λ	+0,0236 H -	67,945	0,039	-0,095	0,629
L_m	=	4,6233 φ	-0,5582 λ	+0,0664 H -	210,039	-0,182	-0,092	0,793
L_v	=	7,1435 φ	-1,0108 λ	+0,0726 H -	342,691	-0,036	-0,167	0,725
L_c	=	14,7956 φ	-3,0137 λ	-0,0226 H +	896,356	-0,418	-0,064	0,116

Tabela 5. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (IV-IX, 1951-1960)

Table 5. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to φ , λ and H and the partial correlation coefficients (April-September, 1951-1960)

	$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H + a_0$				ρ_φ	ρ_λ	ρ_H	
T	=	-0,5062 φ	+0,1333 λ	-0,0062 H +	311,414	0,101	0,200	-0,742
T_{\max}	=	-0,7909 φ	+0,1201 λ	-0,0080 H +	332,213	0,039	0,200	-0,828
T_{\min}	=	-0,5603 φ	-0,0866 λ	-0,0054 H +	313,607	0,045	-0,042	-0,525
A	=	-0,4730 φ	+0,1102 λ	-0,0033 H +	33,463	-0,181	0,313	-0,517
U	=	-0,0858 φ	+0,0230 λ	-0,0011 H +	53,122	0,103	0,200	-0,742
H	=	-0,0221 φ	+0,0321 λ	-0,0015 H +	75,041	0,101	0,199	-0,742
p	=	1,8758 φ	-0,9043 λ	-0,0825 H +	929,105	0,591	-0,140	0,939
Θ	=	-0,5946 φ	+0,2129 λ	+0,0013 H +	313,675	-0,614	0,371	0,450
ρ	=	0,0040 φ	-0,0017 λ	-0,0001 H +	1,038	0,637	-0,211	-0,877
S	=	-0,0021 φ	+0,0006 λ	+0,0000 H +	1,158	-0,713	0,382	0,492
e	=	-0,2795 φ	+0,0371 λ	-0,0033 H +	26,727	0,124	0,148	-0,871
ρ'	=	-0,1950 φ	+0,0243 λ	-0,0024 H +	19,405	0,136	0,138	-0,875
q	=	-0,1949 φ	+0,0304 λ	-0,0016 H +	17,579	-0,093	0,255	-0,731
f	=	0,0064 φ	-0,0024 λ	+0,0001 H +	0,454	-0,065	-0,241	0,641
Δ	=	-0,2220 φ	+0,0719 λ	-0,0024 H +	15,348	0,031	0,270	-0,691
Θ_ε	=	-0,9961 φ	+0,1493 λ	-0,0104 H +	356,261	0,054	0,194	-0,847
v	=	0,3758 φ	-0,0050 λ	+0,0027 H -	17,002	0,114	-0,098	0,519
M	=	0,4497 φ	-0,0109 λ	+0,0028 H -	20,169	0,178	-0,116	0,427
M'	=	2,4261 φ	+0,1593 λ	+0,0104 H -	104,044	0,278	-0,044	0,196
N	=	0,0285 φ	-0,0401 λ	+0,0008 H +	5,174	-0,201	-0,288	0,653
O	=	-0,2813 φ	-2,2940 λ	+0,3429 H +	209,694	-0,535	0,023	0,854
L_{\odot}	=	-0,5591 φ	+0,3842 λ	-0,0080 H +	44,210	0,069	0,246	-0,484
L_{\bullet}	=	0,7629 φ	-0,5142 λ	+0,0228 H +	18,673	-0,292	-0,143	0,783
L_{\circ}	=	0,6451 φ	-0,7996 λ	+0,0255 H +	54,078	-0,331	-0,207	0,846
L_m	=	6,0925 φ	-1,1780 λ	+0,0804 H -	292,763	-0,150	-0,155	0,821
L_v	=	6,1307 φ	-0,8850 λ	+0,0608 H -	299,463	-0,023	-0,170	0,700
L_c	=	-12,4960 φ	-1,5262 λ	-0,0239 H +	762,156	-0,327	0,005	0,060

Tabela 6. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (I-XII, 1951-1960)

Table 5. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to φ , λ and H and the partial correlation coefficients (January-December, 1951-1960)

	$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H + a_0$				ρ_φ	ρ_λ	ρ_H	
T	=	-0,3883 φ	-0,0410 λ	-0,5382 H +	302,3239	-0,721	-0,206	-0,950
T_{\max}	=	-0,4295 φ	-0,0727 λ	-0,6393 H +	309,1874	-0,714	-0,701	-0,567
T_{\min}	=	-0,1791 φ	-0,1098 λ	-0,3877 H +	288,2756	-0,328	-0,337	-0,846
A	=	-0,4829 φ	+0,0429 λ	-0,2231 H +	33,1538	-0,695	0,162	-0,687
U	=	0,0664 φ	-0,0070 λ	-0,0920 H +	51,6151	-0,723	-0,207	-0,951
H	=	-0,0936 φ	-0,0098 λ	-0,1296 H +	72,8593	-0,721	-0,204	-0,950
p	=	1,9396 φ	-0,8128 λ	-8,4534 H +	929,7363	0,235	-0,201	-0,920
Θ	=	-0,4857 φ ,	+0,0364 λ	+0,2180 H +	305,0265	-0,509	0,085	0,489
ρ	=	0,0035 φ	+0,0010 λ	-0,0083 H +	1,0835	0,327	-0,192	-0,869
S	=	-0,0016 φ	+0,0004 λ	+0,0008 H +	1,1158	-0,438	0,198	0,423
e	=	-0,1888 φ	-0,0112 λ	-0,2529 H +	19,6789	-0,821	-0,16	-0,971
ρ'	=	-0,1296 φ	-0,0117 λ	-0,1738 H +	14,3791	-0,767	-0,203	-0,959
q	=	-0,1275 φ	-0,0050 λ	-0,1125 H +	12,6944	-0,844	-0,117	-0,947
f	=	0,0060 φ	-0,0010 λ	+0,0032 H +	0,5011	0,485	-0,175	0,537
Δ	=	-0,2006 φ	+0,2060 λ	-0,1429 H +	13,3244	-0,646	0,164	-0,787
Θ_ε	=	-0,7001 φ	-0,0628 λ	-0,8194 H +	333,7813	-0,828	-0,245	-0,964
v	=	0,4393 φ	+0,0064 λ	+0,3390 H -	20,3304	0,523	0,017	0,708
M	=	0,5306 φ	+0,0055 λ	+0,3603 H -	24,3572	0,51	0,012	0,648
M'	=	2,2'751 φ	+0,1072 λ	+1,1788 H -	99,571	0,45	0,045	0,483
N	=	0,0817 φ	+0,0022 λ	+0,0447 H +	2,2641	0,445	0,025	0,499
O	=	4,4343 φ	-5,3273 λ	+60,7972 H +	374,585	0,064	-0,147	0,882
$L_{\ast\ast}$	=	-0,4686 φ	-0,0060 λ	-0,0048 H +	63,7724	-0,890	-0,002	-0,188
L_\bullet	=	4,6365 φ	+0,7232 λ	+0,0298 H -	115,3867	0,554	0,195	0,670
L_o	=	3,4842 φ	-0,8752 λ	+4,9128 H -	15,2751	0,553	-0,204	0,886
L_m	=	10,8055 φ	-1,7687 λ	+14,7157 H -	506,9813	0,481	-0,255	0,853
L_v	=	13,3704 φ	-1,9283 λ	+0,1336 H -	646,6764	0,586	-0,196	0,836
L_c	=	-27,0797 φ	-4,6488 λ	-0,0459 H +	1649,8178	-0,496	-0,144	-0,157

Tabela 7. Ekstremalne gradienty południkowe a_1 (zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$))

Table 7. Ekstreme longitudinal gradients a_1 of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$)

Zmienne meteorologiczne		$\frac{\partial y}{\partial \varphi} = a_1$			na $1^{\circ}\varphi$
		Min	Max	\bar{S}_r	
T	Temperatura powietrza	-0,61	0,21	-0,41	$^{\circ}\text{C}$
T_{\max}	Temperatura maksymalna	-0,70	-0,47	-0,59	$^{\circ}\text{C}$
T_{\min}	Temperatura minimalna	-0,49	0,04	-0,23	$^{\circ}\text{C}$
A	Dobowa amplituda temperatury	-0,60	-0,34	-0,47	$^{\circ}\text{C}$
Θ	Temperatura potencjalna	-1,06	-0,33	-0,69	$^{\circ}\text{C}$
Θ_e	Temperatura ekwiwalentna	-1,16	-0,27	-0,71	$^{\circ}\text{C}$
e	Ciśnienie pary wodnej	-0,33	-0,02	-0,17	hPa
ρ'	Wilgotność bezwzględna	-0,24	-0,02	-0,13	g/m^3
q	Wilgotność właściwa	-0,24	-0,02	-0,13	g/kg
f	Wilgotność względna	0,52	0,84	0,68	%
Δ	Niedosyt wilgotności	-0,27	-0,08	-0,17	hPa
M'	Poziomy strumień pary wodnej	1,15	2,83	0,20	$\text{g}/\text{m}^2\text{s}$
N	Zachmurzenie	-0,06	0,23	0,09	1/10
L_m	Liczba dni z mgłą	0,64	1,41	-1,56	doba
L_{cz}	Liczba dni pogodnych	-0,28	0,13	-0,96	doba
L_{\bullet}	Liczba dni pochmurnych	-0,12	0,91	4,80	doba
O	Opad atmosferyczny	-3,24	4,28	6,24	mm
L_o	Liczba dni z opadem	-0,20	0,79	3,60	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
p	Ciśnienie atmosferyczne	1,84	1,98	1,91	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
ρ	Gęstość powietrza	0,002	0,010	10,00	kg/m^3
v	Prędkość wiatru	0,33	0,54	0,44	m/s
M	Poziomy strumień powietrza	0,39	0,66	0,53	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
L_v	Liczba dni z wiatrem silnym	0,97	1,24	13,20	doba
L_c	Liczba cisz	-2,80	-1,68	-26,88	

Tabela 8. Ekstremalne gradienty równoleżnikowe (a_2) zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$)

Table 8. Extreme latitudinal gradients (a_2) of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$)

Zmienne meteorologiczne		$\frac{\partial y}{\partial \lambda} = a_2$			na $1^{\circ}\lambda$
		Min	Max	Śr	
T	Temperatura powietrza	-0,27	0,17	-0,05	$^{\circ}\text{C}$
T_{\max}	Temperatura maksymalna	-0,34	0,15	-0,09	$^{\circ}\text{C}$
T_{\min}	Temperatura minimalna	-0,28	0,07	-0,10	$^{\circ}\text{C}$
A	Dobowa amplituda temperatury	-0,06	0,14	0,04	$^{\circ}\text{C}$
Θ	Temperatura potencjalna	-0,34	0,24	-0,05	$^{\circ}\text{C}$
Θ_e	Temperatura ekwiwalentna	-0,40	0,27	-0,06	$^{\circ}\text{C}$
e	Ciśnienie pary wodnej	-0,08	0,07	-0,01	hPa
ρ'	Wilgotność bezwzględna	-0,06	0,05	-0,01	g/m^3
q	Wilgotność właściwa	-0,05	0,05	0,00	g/kg
f	Wilgotność względna	-0,35	0,10	-0,13	%
Δ	Niedosyt wilgotności	-0,06	0,10	0,02	hPa
M'	Poziomy strumień pary wodnej	0,09	0,16	0,13	$\text{g}/\text{m}^2\text{s}$
N	Zachmurzenie	-0,06	0,07	0,00	1/10
L_m	Liczba dni z mgłą	-0,20	-0,06	11,28	dość
L_{cz}	Liczba dni pogodnych	-0,07	0,09	0,12	dość
L_{\bullet}	Liczba dni pochmurnych	-0,19	0,31	0,72	dość
O	Opad atmosferyczny	-0,71	-0,30	-6,12	mm
L_O	Liczba dni z opadem	-0,19	0,05	-0,84	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
p	Ciśnienie atmosferyczne	-0,88	-0,54	-0,70	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
ρ	Gęstość powietrza	-0,002	-0,000	-0,00	kg/m^3
v	Prędkość wiatru	-0,01	0,03	0,01	m/s
M	Poziomy strumień powietrza	-0,02	0,04	0,01	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
L_v	Liczba dni z wiatrem silnym	-0,18	-0,14	1,92	dość
L_c	Liczba cisz	-0,59	-0,16	-4,36	

Tabela 9 . Ekstremalne gradienty hipsometryczne (a_3) zmiennych meteorologicznych w Polsce wg równań hiperpłaszczyzn regresji ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)
Table 9. Extreme hypsometric gradients (a_3) of meteorological variables in Poland by hyperplane equations of regression ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)

	Zmienne meteorologiczne	$\frac{\partial y}{\partial H} = a_3$			na 100m
		Min	Max	Śr	
T	Temperatura powietrza	-0,69	-0,38	-0,54	$^{\circ}\text{C}$
T_{\max}	Temperatura maksymalna	-0,81	-0,42	-0,61	$^{\circ}\text{C}$
T_{\min}	Temperatura minimalna	-0,57	0,00	-0,29	$^{\circ}\text{C}$
A	Dobowa amplituda temperatury	0,13	0,43	0,28	$^{\circ}\text{C}$
Θ	Temperatura potencjalna	0,05	0,26	0,16	$^{\circ}\text{C}$
Θ_e	Temperatura ekwiwalentna	-1,14	-0,51	-0,83	$^{\circ}\text{C}$
e	Ciśnienie pary wodnej	-0,39	-0,11	-0,25	hPa
ρ'	Wilgotność bezwzględna	-0,28	-0,09	-0,18	g/m^3
q	Wilgotność właściwa	-0,32	-0,06	-0,19	g/kg
f	Wilgotność względna	-0,62	0,57	-0,02	%
Δ	Niedosyt wilgotności	0,03	0,36	0,19	hPa
M'	Poziomy strumień pary wodnej	0,41	1,08	0,75	$\text{g}/\text{m}^2\text{s}$
N	Zachmurzenie	0,01	0,09	0,05	1/10
L_m	Liczba dni z mgłą	0,77	1,35	12,72	doła
L_{cz}	Liczba dni pogodnych	-0,20	-0,03	-0,96	doła
L_{\bullet}	Liczba dni pochmurnych	0,05	0,45	3,00	doła
O	Opad atmosferyczny	3,92	6,08	60,00	mm
L_O	Liczba dni z opadem	0,37	0,45	4,92	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
p	Ciśnienie atmosferyczne	-8,65	-7,94	-8,29	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
ρ	Gęstość powietrza	-0,01	-0,01	-0,01	kg/m^3
v	Prędkość wiatru	0,23	0,45	0,34	m/s
M	Poziomy strumień powietrza	0,31	0,46	0,38	$\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$
L_v	Liczba dni z wiatrem silnym	0,89	1,13	12,12	doła
L_c	Liczba cisz	-0,62	-0,14	-4,56	

Tabela 10 Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H , współczynniki korelacji cząstkowej i wielokrotnej (1951-1980)

Table 10. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to φ , λ and H , as well as the partial and the multiple correlation coefficients (1951-1980)

	$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H + a_0$				ρ_φ	ρ_λ	ρ_H	R	
X-III	T	= -0,339 φ	-0,240 λ	-0,435 H +	24,27	0,24	0,37	0,85	0,96
	T_{\max}	= -0,510 φ	-0,233 λ	-0,500 H +	41,96	0,03	0,32	0,78	0,98
	T_{\min}	= -0,082 φ	-0,236 λ	-0,298 H +	7,44	0,40	0,45	0,75	0,87
	A	= -0,465 φ	+0,003 λ	-0,103 H +	30,32	0,49	0,10	0,25	0,75
	f	= 0,752 φ	+0,0971 λ	-0,053 H +	43,98	0,64	0,00	0,42	0,66
	N	= 0,120 φ	+0,009 λ	+0,012 H +	0,910	0,77	0,03	0,27	0,80
	O	= 15,310 φ	-3,430 λ	+26,090 H -	552,0	0,25	0,11	0,9	0,94
	v	= 0,480 φ	-0,027 λ	+0,424 H -	21,54	0,00	0,1	0,65	0,76
IV-IX	T	= -0,531 φ	+0,057 λ	-0,632 H +	41,28	0,14	0,11	0,9	0,98
	T_{\max}	= -0,660 φ	+0,355 λ	-0,720 H +	47,47	0,03	0,29	0,57	0,70
	T_{\min}	= -0,210 φ	+0,014 λ	-0,368 H +	20,07	0,25	0,04	0,87	0,90
	A	= -0,466 φ	+0,056 λ	-0,3444 H +	33,69	0,11	0,21	0,64	0,75
	f	= 0,599 φ	-0,059 λ	+0,724 H +	45,36	0,12	0,08	0,70	0,76
	N	= 0,037 φ	-0,036 λ	+0,077 H +	4,05	0,22	0,29	0,74	0,82
	O	= -7,190 φ	-0,310 λ	+34,120 H +	717,40	0,55	0,05	0,94	0,94
	v	= 0,380 φ	-0,034 λ	+ 0,252 H -	16,65	0,08	0,14	0,60	0,75
I-XII	T	= -0,440 φ	-0,093 λ	-0,534 H +	33,04	0,19	0,1	0,92	0,99
	T_{\max}	= -0,700 φ	-0,079 λ	-0,650 H +	50,80	0,05	0,04	0,86	0,99
	T_{\min}	= -0,149 φ	-0,111 λ	-0,335 H +	13,91	0,34	0,22	0,85	0,89
	A	= -0,469 φ	+0,028 λ	-0,224 H +	32,2	0,27	0,18	0,52	0,74
	f	= 0,714 φ	-0,022 λ	+0,342 H +	43,35	0,32	0,13	0,35	0,69
	N	= 0,075 φ	-0,014 λ	+0,045 H +	2,28	0,20	0,23	0,43	0,69
	O	= 9,320 φ	-3,640 λ	+60,070 H +	104,80	0,44	0,02	0,95	0,95
	v	= 0,435 φ	-0,028 λ	+0,357 H -	19,40	0,04	0,12	0,62	0,76

Z przeprowadzonych badań wynika, że zmiany klimatu w pionie są bardzo duże w porównaniu z poziomymi. Najlepiej uwidacznia się to w przypadku temperatury powietrza, która maleje ku północy Polski o 0,6°C na 100 km w miesiącach letnich i o 0,2°C w zimowych. Natomiast jej pionowy spadek wynosi 0,4-0,7°C na 100 m. Tym samym pionowe zmiany temperatury powietrza są prawie tysiąc razy większe niż poziome wzdłuż południków.

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 strefowe zmiany klimatu na półkuli północnej. Rozbieżności między danymi z Polski i tymi profilami wskazują na specyfikę naszego klimatu w odniesieniu do umiarkowanych szerokości geograficznych – równoleżnika $\varphi = 52^\circ$ (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1989).

Polska na tle strefy swojego położenia geograficznego wyodrębnia się przede wszystkim zimą, wyższymi wartościami: temperatury powietrza o prawie 5°C, ciśnienia pary wodnej o 2 hPa oraz zachmurzenia o około 3, natomiast niższymi wartościami sum promieniowania całkowitego o prawie 4 kJ/cm², ciśnienia atmosferycznego o 4 hPa i sum opadu atmosferycznego o 30 mm.

Z kolei latem przeciętny stan atmosfery w Polsce niezbyt różni się od średnich wartości zmiennych meteorologicznych w otoczeniu równoleżnika 52°. Roczne sumy opadów atmosferycznych w Polsce są mniejsze o 100 mm od normy strefowej ($\varphi = 52^\circ$) równej 734 mm.

Na odrębność klimatu Polski wskazują także różnice między gradientami uzyskanymi na obszarze Polski i całej strefy umiarkowanej. Polska na tle równoleżnika 52° wyróżnia się przede wszystkim zimą, mniejszymi gradientami południkowymi: temperatury powietrza o $1,0^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, ciśnienia pary wodnej o $0,3 \text{ hPa}/1^\circ\varphi$, wilgotności bezwzględnej o $0,2 \text{ g}/\text{m}^3$ na $1^\circ\varphi$. Natomiast większymi gradientami o odmiennym znaku w stosunku do równoleżnika 52° cechują się przede wszystkim ciśnienie i opad atmosferyczny. Świadczy to o znacznej astrefowości pól tych zmiennych meteorologicznych w chłodnej porze roku. Pola zmiennych meteorologicznych w Polsce lepiej wykazują strefowość w miesiącach letnich. Przeciętny stan atmosfery jest zdeterminowany przede wszystkim położeniem geograficznym badanego obszaru – odpowiednią strefą równoleżnikową. Czynnikiem astrefowości w umiarkowanych szerokościach geograficznych jest odległość od Oceanu Atlantyckiego. Przemieszczaniu się mas powietrza oceanicznego na wschód sprzyja w Europie ukształtowanie pionowe powierzchni Ziemi – pasowy układ przeważających nizin. Trend czasowy pól zmiennych meteorologicznych – średnich wartości gradientów – 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 na przykładzie Warszawy. Badany okres dziesięcioletni pod względem przeciętnego stanu atmosfery w roku nie odbiega od tła trzydziestoletniego, a różnice wynoszą:

<i>T</i>	<i>T_{max}</i>	<i>T_{min}</i>	<i>A</i>	<i>f</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>v</i>
-0,4	-0,1	-0,3	0,5	0,0	0,6	-16,1	-0,2

Specyfiką tego okresu jest przesunięcie minimum przebiegu rocznego temperatury powietrza ze stycznia na luty. Przyczyną, tego były silne mrozy, które wystąpiły w lutym 1956 roku.

O wiekowych zmianach temperatury i opadów w Polsce informują średnie konsekwentne wartości i dziesięcioletnie. Dekadą najchłodniejszą jest przedział czasu 1813-1822, w którym średnia wartość temperatury wynosi: półrocze chłodne $1,1^\circ\text{C}$, półrocze ciepłe $11,2^\circ\text{C}$, rok $6,4^\circ\text{C}$. Najcieplejsze dziesięciolecie przypada na lata: 1932-1941 (w półroczu ciepłym $13,4^\circ\text{C}$), 1944-1953 (w półroczu chłodnym $3,5^\circ\text{C}$ i roku $7,9^\circ\text{C}$). Tak więc badane dziesięciolecie o wartościach średnich w półroczu chłodnym $1,1^\circ\text{C}$, ciepłym $14,5^\circ\text{C}$ i roku $7,8^\circ\text{C}$ cechuje się wyższą temperą od normy wiekowej. Należy podkreślić, że najchłodniejsze dziesięciolecie 1813-1822 pokrywa się z najsabszym cyklem jedenastoletnim aktywności Słońca (1812-1823). Natomiast najcieplejsze dziesięciolecie 1944-1953 występuje w pobliżu maksimum absolutnego aktywności Słońca (1958). Średnie dziesięcioletnie sum opadów w latach 1813-1980 zmieniają się w granicach: półrocze chłodne 150-300 mm, półrocze ciepłe 320-400 mm, rok 490-705 mm. Najsuchszym okresem było dziesięciolecie 1821-1830, a najwilgotniejszym 1846-1855. Badane dziesięciolecie 1951-1960 o sumach opadów w półroczu chłodnym 171, ciepłym 299 i roku 470 mm charakteryzuje się opadami w pobliżu lub poniżej normy wiekowej.

3.2. Cechy termiczne klimatu Polski zdeterminowane położeniem geograficznym

O zróżnicowaniu regionalnym i lokalnym klimatu Polski informują, średnie gradienty określone przez równania hiperpowierzchni – wielomiany drugiego, trzeciego i czwartego stopnia względem φ , λ i H . Są one wyznaczone dla poszczególnych stacji meteorologicznych (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1990). Nowum w literaturze klimatologicznej stanowią, mapy izogradientów: południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych temperatury powietrza wyznaczonych na podstawie wielomianów czwartego stopnia. Izogradienty południkowe wskazują, że wpływ szerokości geograficznej na pole temperatury powietrza jest zniekształcony oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego. W roku izolinie $-0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, wyodrębniającą północno-zachodnią część kraju (o mniejszym spadku temperatury) można przyjąć za granicę uśrednionego wpływu polarnych morskich mas powietrza na pole temperatury powietrza w Polsce. Na pozostałym obszarze Polski dominują wartości gradientów z przedziału od $-0,4$ do $-0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, a więc kształtują się w granicach przeciętnego gradientu dla Polski (rys. 1-3).

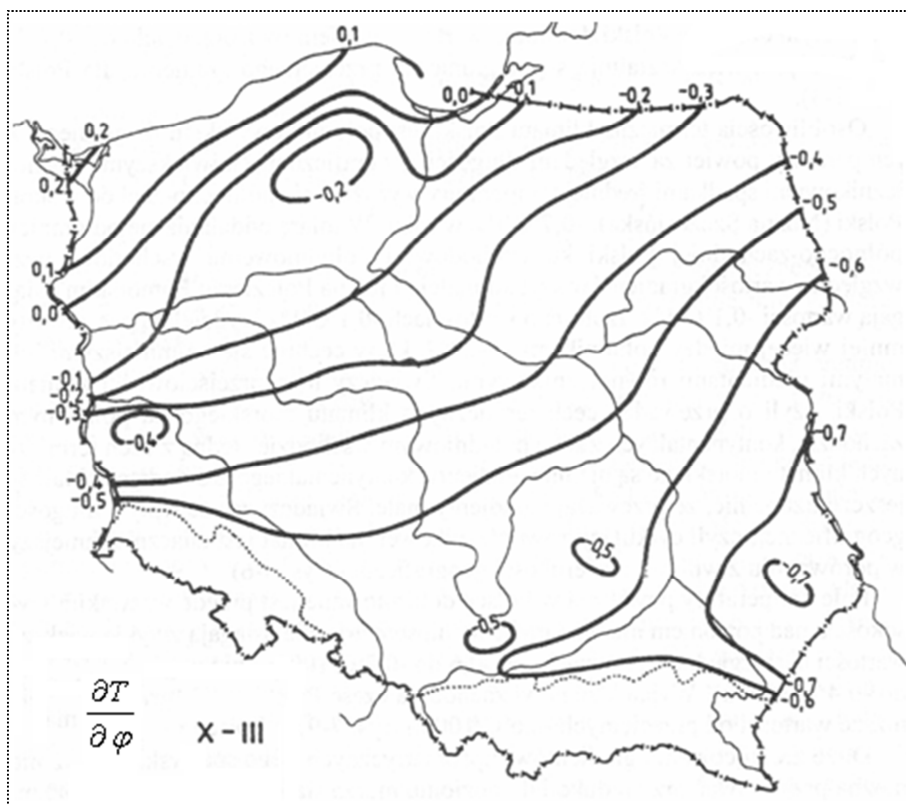
Osobliwością termiczną klimatu Polski jest południkowy układ izogradientów temperatury powietrza względem długości geograficznej. Największymi równoleżnikowymi spadkami średniej temperatury wyróżnia się północno-zachodni skraj Polski (Nizina Szczecińska): $-0,7^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w roku. W miarę oddalania się od granicy północno-zachodniej Polski ku wschodowi i południowemu wschodowi bezwzględne wartości gradientów szybko maleją i już na Pojezierzu Pomorskim osiągają wartości $-0,1^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$. Izolinie o wartościach $-0,1^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ wydzielają pas zawarty mniej więcej między południkami $19-22^{\circ}\lambda$, który cechuje się najmniejszymi lub małymi gradientami równoleżnikowymi. Świadczy to o przejściowości klimatu Polski, czyli o przewadze cech termicznych klimatu morskiego na północnym zachodzie, kontynentalnych zaś na południowym wschodzie. Jedną z cech termicznych klimatu morskiego są ujemne gradienty, kontynentalnego zaś dodatnie. Należy jeszcze uzupełnić, że przeważają gradienty małe. Świadczy to, że wpływ długości geograficznej, czyli cyrkulacji równoleżnikowej, na klimat jest znacznie mniejszy w porównaniu z wpływem szerokości geograficznej (rys. 4-6).

Pole temperatury powietrza w Polsce deformowane jest przede wszystkim wysokością nad poziomem morza. Gradienty hipsometryczne osiągają zwykle większe wartości bezwzględne na nizinach (od $-0,6$ do $-0,7^{\circ}\text{C}/100$ m) niż w górach (od $-0,2$ do $-0,4^{\circ}\text{C}/100$ m). Wyjątek stanowi zachodnia część Polski, gdzie gradienty mają niższe wartości od przeciętnych $-0,6^{\circ}\text{C}/100$ m (rys. 7-9).

Duże zróżnicowanie gradientów hipsometrycznych w Polsce wskazuje, iż nie można przyjmować przy redukcji do poziomu morza stałego spadku $0,5^{\circ}\text{C}/100$ m.

Ogólne cechy pola temperatury powietrza w Polsce opisują profile: południkowy – $T(\Phi)$, równoleżnikowy – $T(\lambda)$, hipsometryczny – $T(H)$, określone wielomianami czwartego stopnia względem szerokości ($\Phi = 1,111 \varphi$) i długości ($\lambda = 1,111 \lambda \cos \varphi$), wyrażonych w setkach kilometrów (100 km), oraz wysokości nad poziomem morza (H hm)

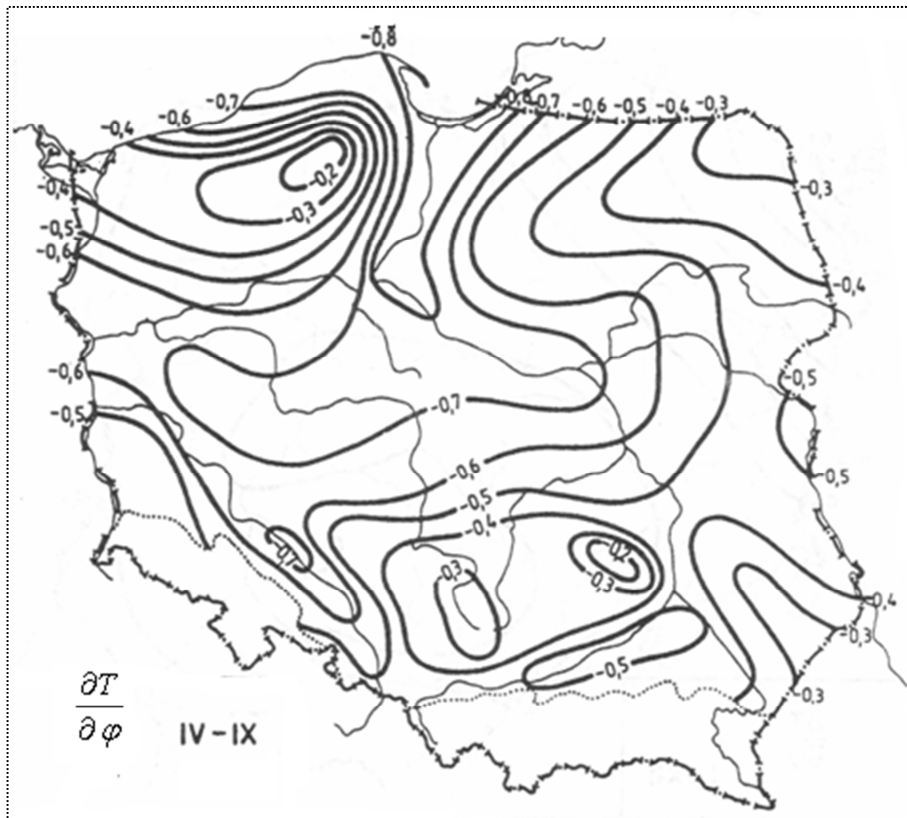
Profile te charakteryzują obserwowane pole temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach, porach i roku. Przyczyny zmian pola temperatury powietrza w Polsce wskazują profile gradientów: południe-północ, zachód-wschód i w kierunku pionowym (rys. 10-12).



Rys. 1. Izogradyenty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – półrocze chłodne (X-III)

Fig.1. Longitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ of air temperature in Poland – coold period (X-III)

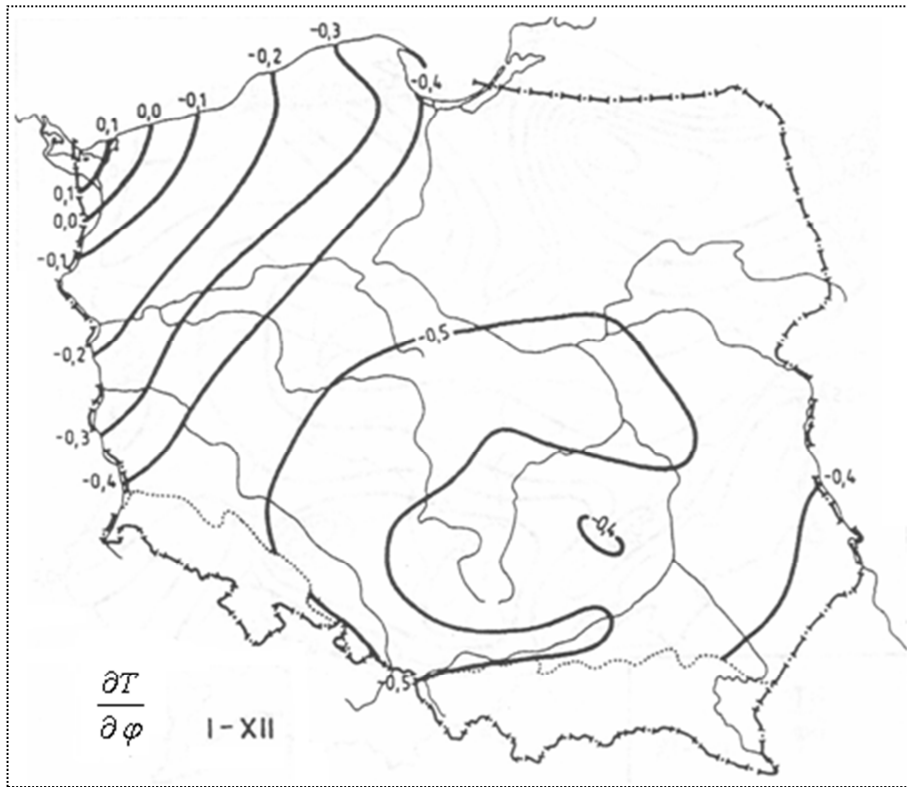
$\frac{\partial T}{\partial \varphi} =$	-0,001328	φ	-0,000371	λ	-0,000081	H	-0,002226	φ^2
	-0,001146	$\varphi\lambda$	+0,019874	φH	+0,001238	λ^2	-0,017370	λH
	-0,01 9970	H^2	+0, 000092	φ^3	-0,000408	$\varphi^2\lambda$	-0,000282	$\varphi^2 H$
	+0,001 220	$\varphi\lambda^2$	-0,000888	$\varphi\lambda H$	+0,000798	φH^2	-0,001 244	λ^3
	+0,002303	$\lambda^2\varphi$	-0,000888	λH^2	+0,000142	H^3	-0,000103	



Rys. 2. Izogradyenty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – pójfrocze ciepłe (IV-IX)

Fig. 2. Longitudinal isogradients. $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ of air temperature in Poland – warm period (IV-IX)

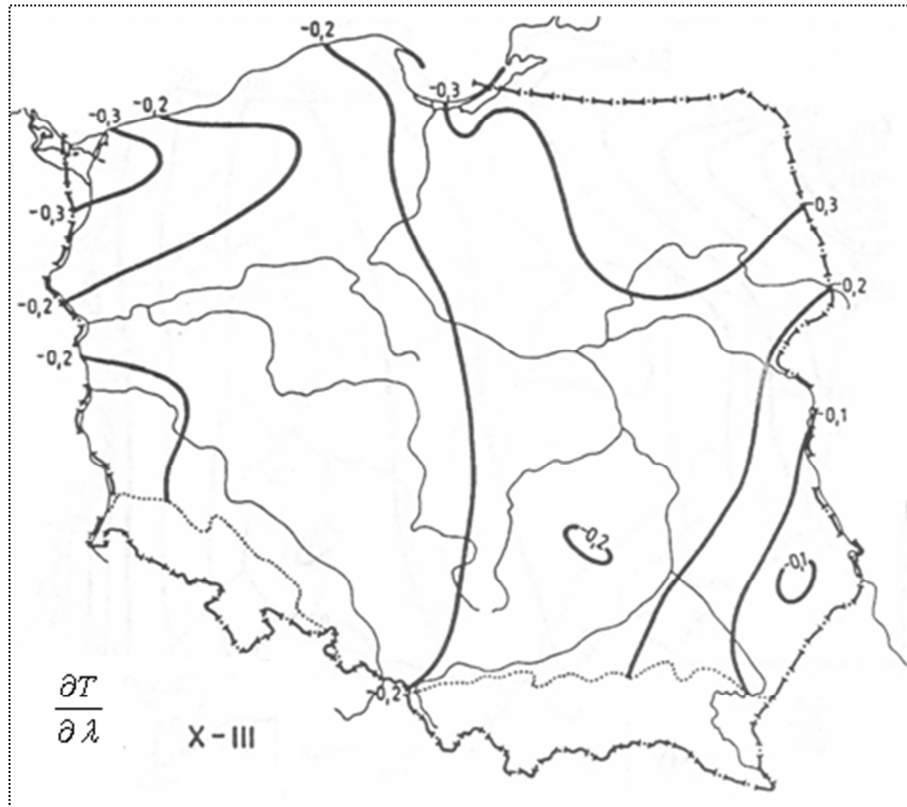
$$\begin{aligned}
 \frac{\partial T}{\partial \varphi} = & 0,000524 \quad \varphi \quad -0,000122 \quad \lambda \quad -0,000196 \quad H \quad -0,005925 \quad \varphi^2 \\
 & +0,013020 \quad \varphi\lambda \quad -0,010260 \quad \varphi H \quad -0,004542 \quad \lambda^2 \quad -0,003011 \quad \lambda H \\
 & +0,005653 \quad H^2 \quad +0,000264 \quad \varphi^3 \quad -0,001485 \quad \varphi^2\lambda \quad +0,000639 \quad \varphi^2 H \\
 & +0,003318 \quad \varphi\lambda^2 \quad -0,001566 \quad \varphi\lambda H \quad -0,000648 \quad \varphi H^2 \quad -0,002783 \quad \lambda^3 \\
 & +0,009552 \quad \lambda^2\varphi \quad 0,001118 \quad \lambda H^2 \quad +0,000023 \quad H^3 \quad 0,000097
 \end{aligned}$$



Rys. 3. Izogradyenty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ te peratury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 3. Longitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)

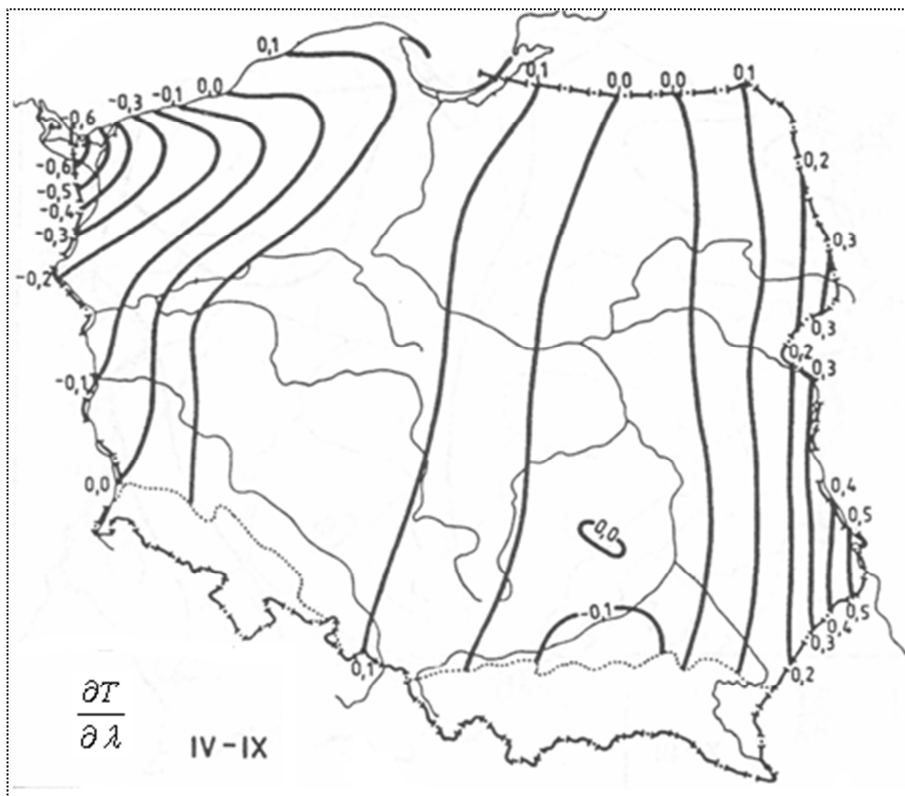
$\frac{\partial T}{\partial \varphi} =$	-0,000880	φ	-0,000233	λ	-0,000138	H	-0,004086	φ^2
	+0,006042	$\varphi\lambda$	+0,004934	φH	-0,001656	λ^2	-0,010220	λH
	-0,007516	H^2	+0,000176	φ^3	-0,000931	$\varphi^2\lambda$	+0,000162	$\varphi^2 H$
	+0,002212	$\varphi\lambda^2$	-0,001160	$\varphi\lambda H$	+0,000102	φH^2	-0,001955	λ^3
	+0,002046	$\lambda^2\varphi$	-0,000460	λH^2	-0,000083	H^3	-0,000007	



Rys. 4. Izogradyenty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce –półroczcie chłodne (X-III)

Fig.4 .Latitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ of air temperature in Poland – cold period (X-III)

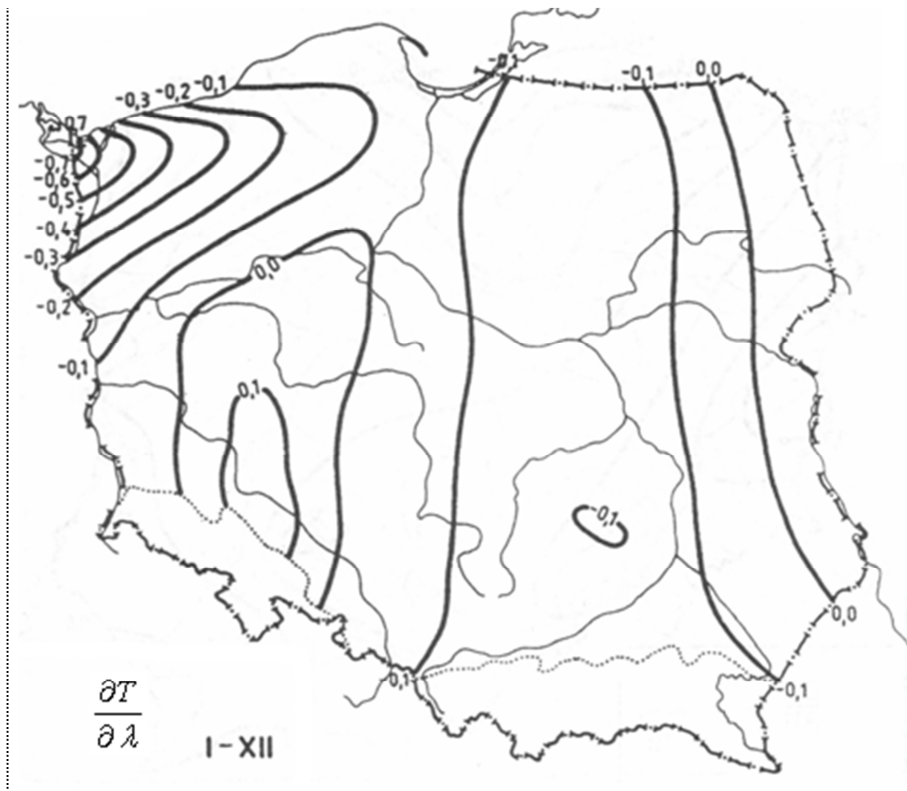
$\frac{\partial T}{\partial \lambda} =$	0,002710	-0,000371	φ	-0,000932	λ	-0,000867	H	
	-0,000573	φ^2	+0,002476	λH	-0,017370	φH	+0,007032	λ^2
	-0,02834	λH	-0,009490	H^3	-0,000136	φ^3	+0,001222	$\varphi^2 \lambda$
	-0,000444	$\varphi^2 H$	-0,003732	$\varphi \lambda^2$	+0,004606	$\varphi \lambda H$	-0,000124	φH^2
	+0,003352	λ^3	-0,005421	$\lambda^2 H$	+0,001468	λH^2	+0,000150	H^3



Rys. 5. Izogradyenty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce –półroczę ciepłe (IV-IX)

Fig. 5. Isogradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ of air temperature in Poland – warm period (IV-IX)

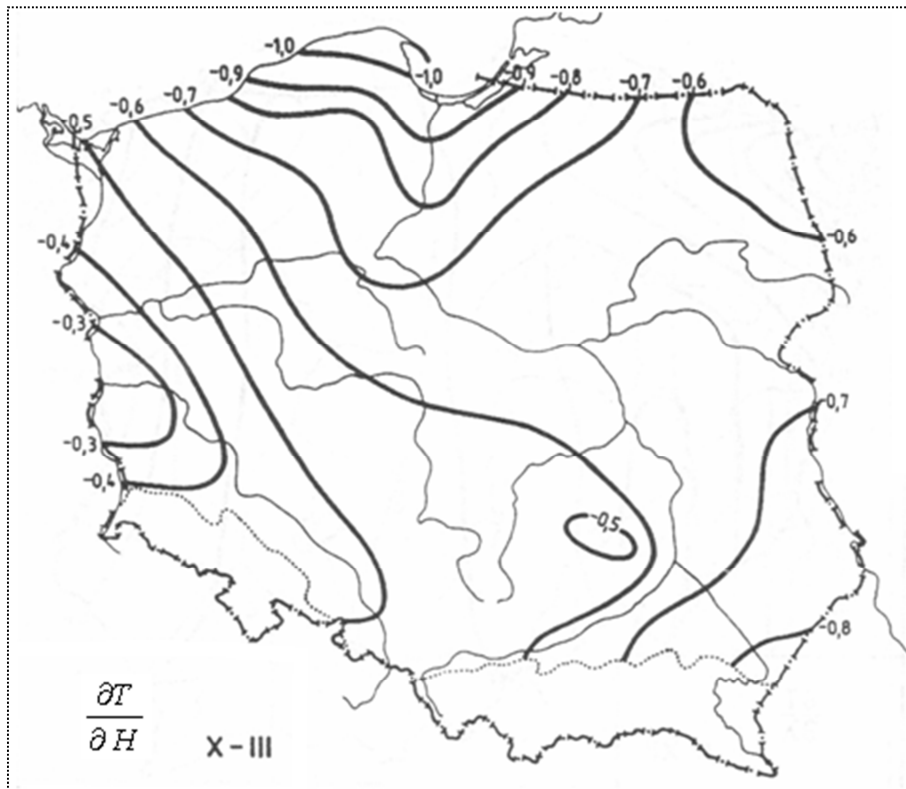
$\frac{\partial T}{\partial \lambda} =$	0,000118	-0,000122	φ	-0,001036	λ	-0,000128	H	
	+0,006511	φ^2	-0,009084	λH	-0,003011	φH	-0,021174	λ^2
	-0,003590	λH	+0,001922	H^3	-0,000495	φ^3	+0,003318	$\varphi^2 \lambda$
	-0,000783	$\varphi^2 H$	-0,008349	$\varphi \lambda^2$	+0,003910	$\varphi \lambda H$	+0,001118	φH^2
	+0,008012	λ^3	-0,004413	$\lambda^2 H$	-0,002074	λH^2	-0,000773	H^3



Rys. 6. Izogradyenty równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 6. Latitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)

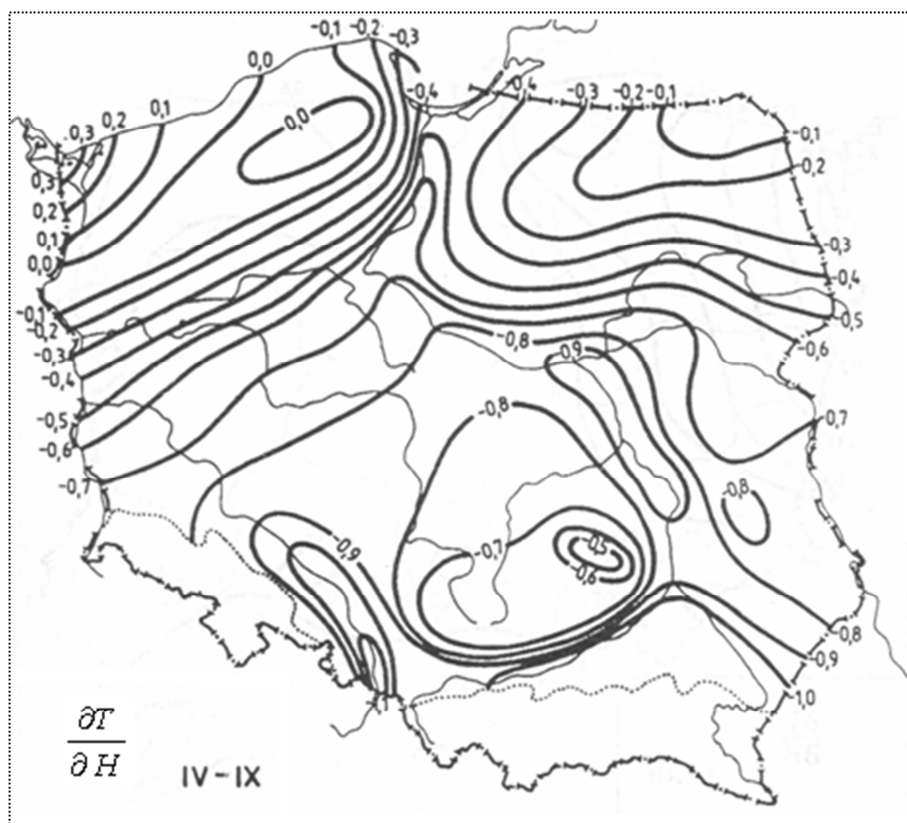
$\frac{\partial T}{\partial \lambda} =$	-0,001311		-0,000233	φ	-0,000960	λ	-0,000498	H
	+0,003021	φ^2	-0,003312	λH	-0,010220	φH	-0,007224	λ^2
	-0,016030	λH	-0,003917	H^2	-0,000310	φ^3	+0,002212	$\varphi^2 \lambda$
	-0,000580	$\varphi^2 H$	-0,005865	$\varphi \lambda^2$	+0,004092	$\varphi \lambda H$	+0,00046	φH^2
	-0,005516	λ^3	-0,004710	$\lambda^2 H$	-0,000184	λH^2	-0,000313	H^3



Rys. 7. Izogradyenty hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – półrocze chłodne (X-III)

Fig. 7. Hypsometric isogradients $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ of air temperature in Poland – cold period (X-III)

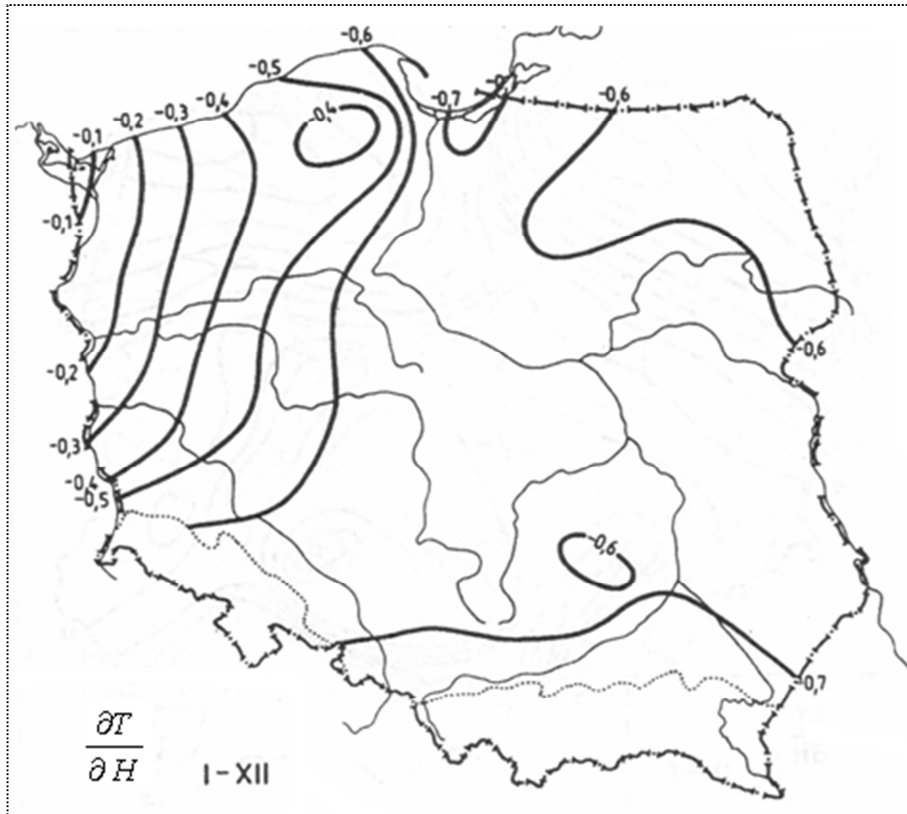
$\frac{\partial T}{\partial H} =$	0,000081	-0,000081	φ	-0,000867	λ	-0,001656	H
	+0,009937	φ^2 -0,017370	$\varphi\lambda$	-0,039940	φH	-0,014170	λ^2
	-0,018980	λH +0,011223	H^2	-0,000094	φ^3	-0,000444	$\varphi^2\lambda$
	+0,000798	$\varphi^2 H$ +0,002303	$\varphi\lambda^2$	-0,000248	$\varphi\lambda H$	+0,000426	φH^2
	-0,001807	λ^3 +0,001468	$\lambda^2 H$	+0,000450	λH^2	+0,000840	H^3



Rys. 8. Izogradyenty hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – półroże ciepłe (IV-IX)

Fig. 8. Hypsometric isogradients $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ of air temperature in Poland – warm period (IV-IX)

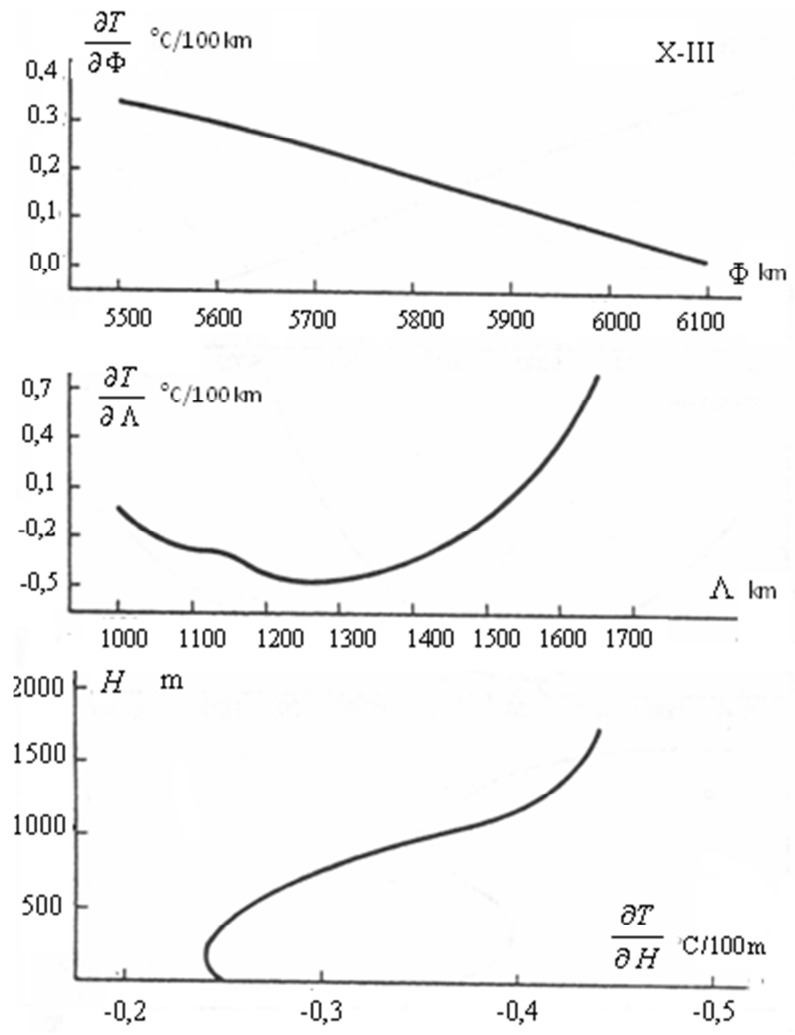
$\frac{\partial T}{\partial H} =$	-0,000095		-0,000196	φ	-0,000128	λ	+0,000446	H
	-0,005130	φ^2	-0,003011	$\varphi\lambda$	+0,011306	φH	-0,0011795	λ^2
	+0,003844	λH	+0,003834	H^2	+0,000213	φ^3	-0,000783	$\varphi^2\lambda$
	-0,000648	$\varphi^2 H$	+0,001955	$\varphi\lambda^2$	+0,002236	$\varphi\lambda H$	+0,000069	φH^2
	-0,001471	λ^3	-0,002074	$\lambda^2 H$	0,002319,	λH^2	+0,001068	H^3



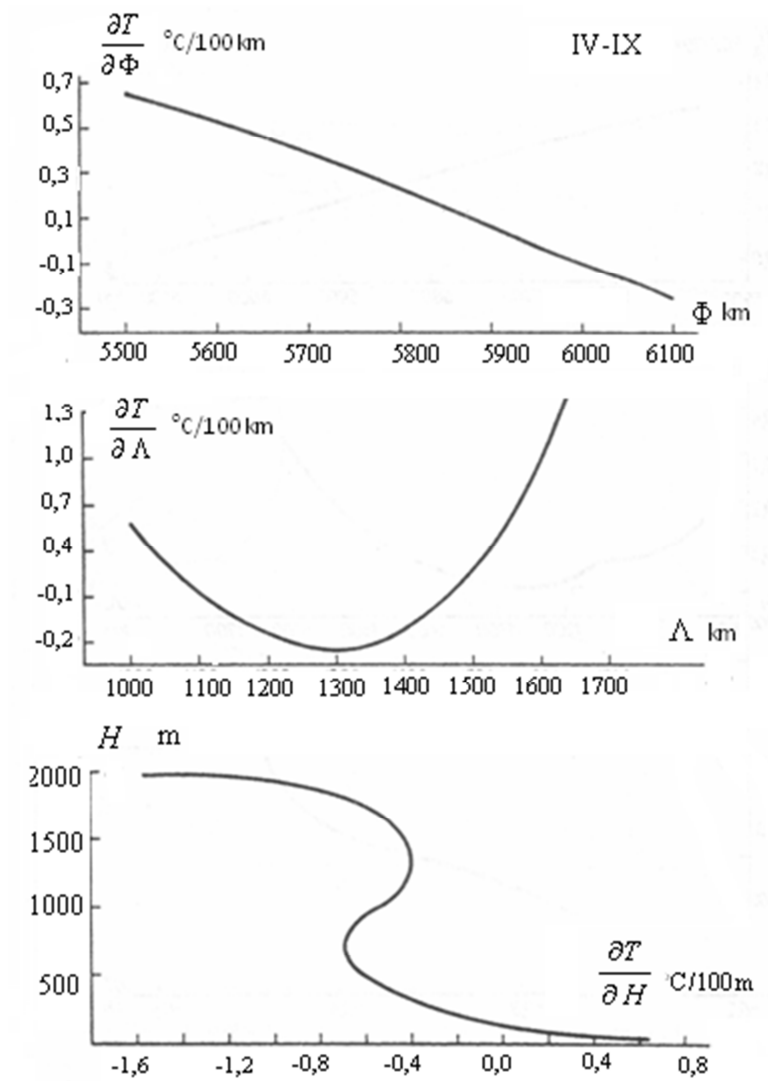
Rys. 9. Izogradyenty hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 9. Hypsometric isogradients $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)

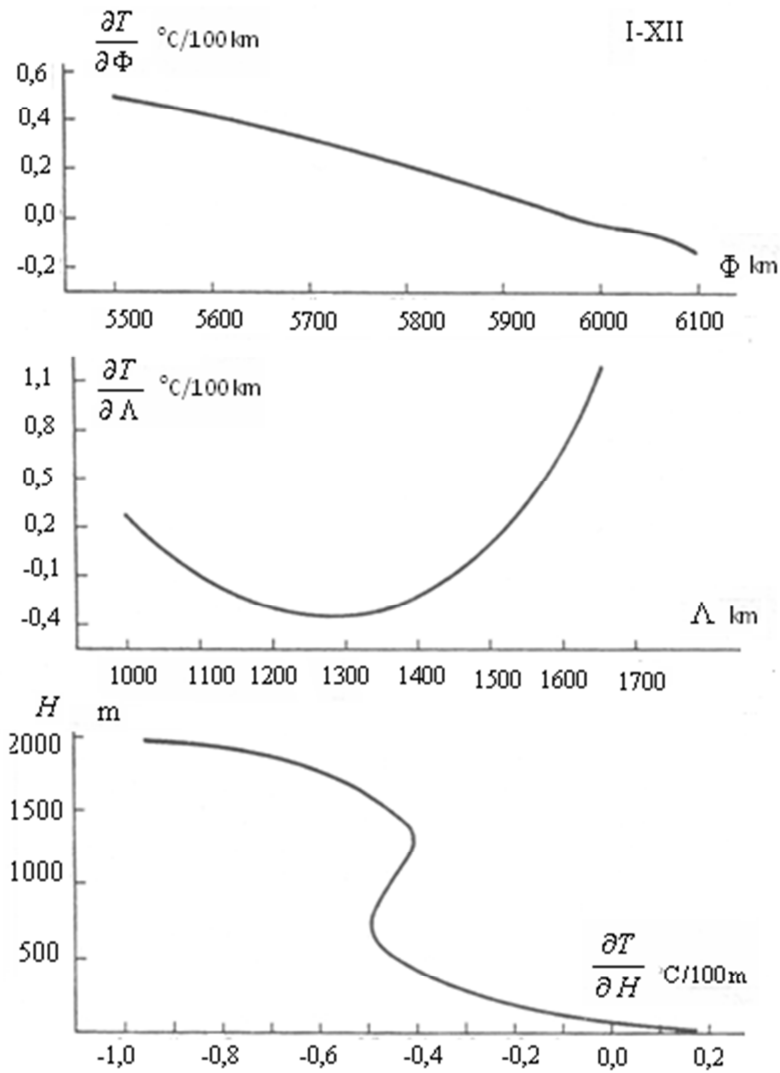
$\frac{\partial T}{\partial H} =$	-0,000004		- 0,000138	φ	-0,000498	λ	-0,000634	H
	+0,002467	φ^2	-0,010220	$\varphi\lambda$	-0,015032	φH	-0,008915	λ^2
	- 0,007834	λH	-0,003924	H^2	+0,000054	φ^3	-0,000580	$\varphi^2\lambda$
	+0,0001020	$\varphi^2 H$	+0,002046	$\varphi\lambda^2$	+0,000920	$\varphi\lambda H$	-0,000249	φH^2
	- 0,001570	λ^3	- 0,000184	$\lambda^2 H$	+0,000939	λH^2	+0,000128	H^3



Rys. 10. Profile gradientów: południkowego , równoleżnikowego , hipsometrycznego temperatury powietrza w Polsce – półrocze chłodne (X-III)
Fig. 10. Profiles of gradients: longitudinal , latitudinal and hypsometric of air temperature in Poland – cold period (X-III)



Rys. 11. Profile gradientów: południkowego , równoleżnikowego , hipsometrycznego temperatury powietrza w Polsce – półrocze ciepłe (IV-IX)
Fig. 11. Profiles of gradients: longitudinal , latitudinal and hypsometric of air temperature in Poland – warm period (IV-IX)



Rys. 12. Profile gradientów: południkowego , równoleżnikowego , hipsometrycznego temperatury powietrza w Polsce rok (I-XII)
Fig. 12. Profiles of gradients: longitudinal latitudinal and hypsometric of air temperature in Poland – year (I-XII)

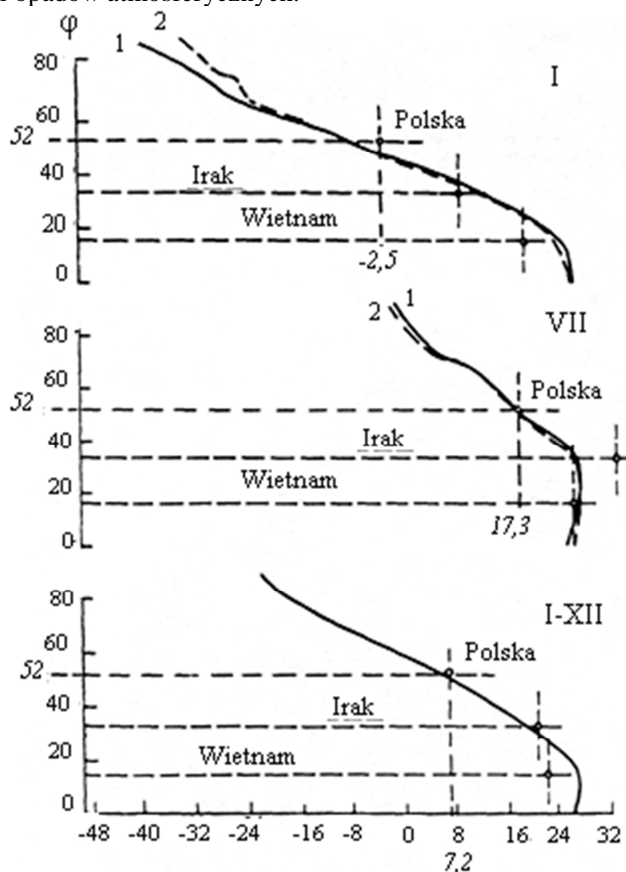
Gradient południkowy maleje ze wzrostem szerokości geograficznej od $0,4^{\circ}\text{C}/100$ km w półroczu chłodnym i $0,7^{\circ}\text{C}/100$ km w półroczu ciepłym na południowej granicy Polski ($\varphi = 49^{\circ}$) do wartości ujemnych na granicy północnej ($\varphi = 55^{\circ}$).

Gradient równoleżnikowy w obu półroczach zmienia znak: z ujemnego w centralnej Polsce na dodatni w zachodniej i wschodniej części kraju. W pobliżu granicy zachodniej ($\lambda = 14^{\circ}$) temperatura w półroczu ciepłym wzrasta w kierunku wschodnim o $1,0^{\circ}\text{C}/100$ km, a przy granicy wschodniej ($\lambda = 24^{\circ}$) o około $2,0^{\circ}\text{C}/100$ km. W pionowym profilu gradientu hipsometrycznego największe spadki temperatury występują

w pobliżu poziomu morza ($H = 0$): w półroczu chłodnym $-0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, w półroczu ciepłym $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Najważniejszą cechą profilu hipsometrycznego w półroczu ciepłym są dwa ekstrema lokalne: minimum $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości około 600 m i maksimum $-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na poziomie 1300 m. Przy dalszym wzroście wysokości spadki temperatury na 100 m ponownie rosną – do $-1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 2000 m nad poziomem morza.

Ogólnym tłem strefowości klimatu Polski są średnie wartości elementów klimatu z umiarkowanych i innych szerokości geograficznych półkuli północnej. Profile południkowe temperatury oraz opadów atmosferycznych prezentują rys. 13 i 14.

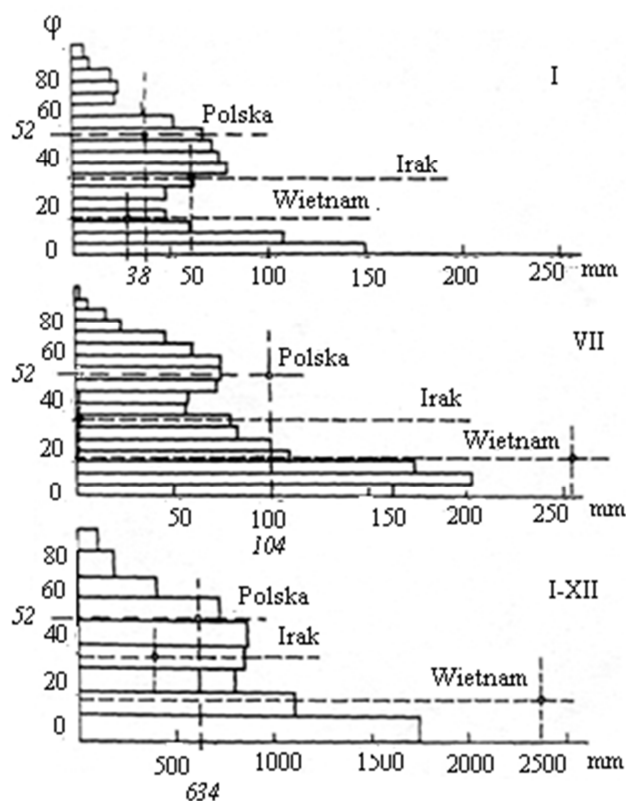
Na odrębność klimatu Polski wskazują różnice między średnimi uzyskanymi w całej Polsce i całej strefy umiarkowanej. Polska na tle równoleżnika 52° wyróżnia się przede wszystkim zimą – wyższą temperaturą i wilgotnością powietrza oraz mniejszymi sumami opadów atmosferycznych.



Rys. 13. Zależność temperatury powietrza (T) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok (wg Chromowa i Witwickiego)

Fig. 13. Dependence of air temperature (T) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)

Z kolei latem opady w Polsce są większe niż przeciętnie na równoleżniku 52° . Roczne sumy opadów atmosferycznych w Polsce są mniejsze o 100 mm od rocznej normy strefowej ($\varphi = 52^{\circ}$) wynoszącej 734 mm.



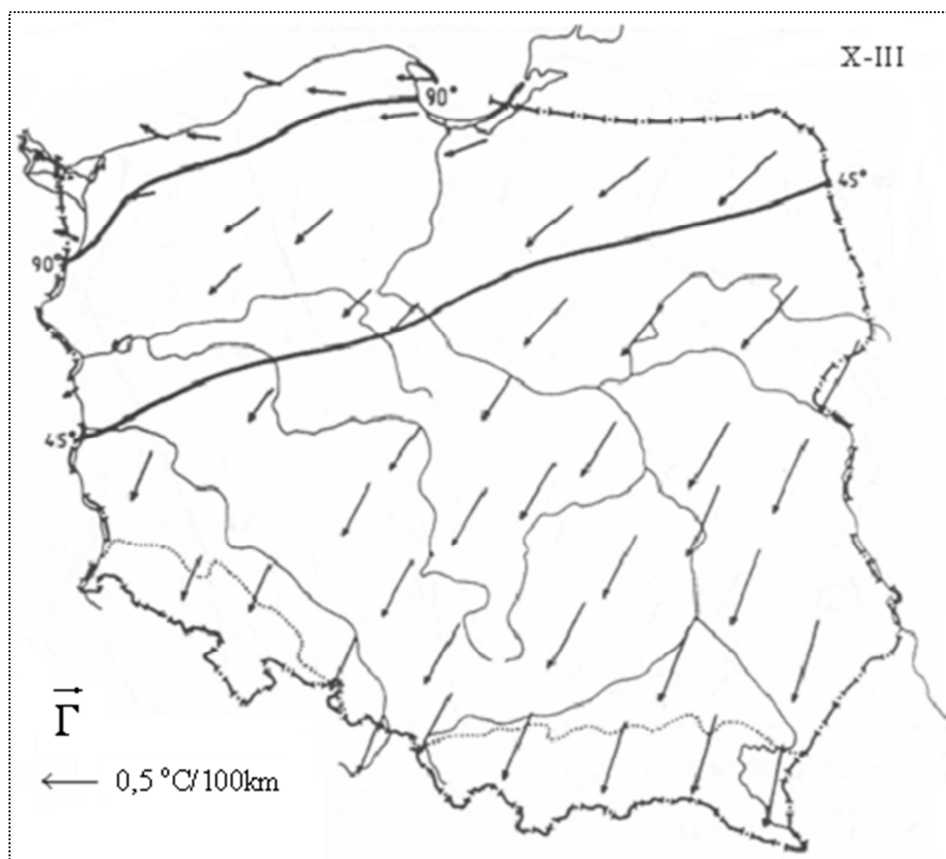
Rys. 14. Zależność sum opadów atmosferycznych (O) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok, wg Chromowa i Witwickiego
 Fig. 14. Dependence of precipitation (O) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)

3.3. Strefy oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Polsce

Zasięg oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na klimat Polski określają dość dobrze gradienty: południkowy i równoleżnikowy temperatury powietrza – po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziomem morza. Najlepszą miarą oddziaływania tych mas powietrza na pole temperatury jest gradient horyzontalny – wektor, którego składowe południkowa i równoleżnikowa są wyrażone w $^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ (rys. 15-17).

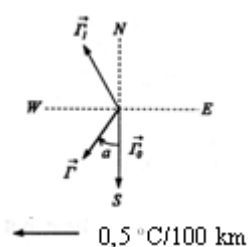
W celu wyznaczenia omawianego gradientu dokonano przekształcenia danych: $\Phi = 1,111 \varphi$, $A = 1,111 \lambda \cos \varphi$, wyznaczając nowe wielomiany $T = f(\Phi, A, H)$ czwartego stopnia regresji temperatury względem długości miejscowego południka Φ i równoleżnika A , wyrażonych w setkach km, oraz wysokości nad poziomem morza H w hm (Stopa-Boryczka, Boryczka i in. 1990). Gradient horyzontalny to składowa południkowych i równoleżnikowych zmian temperatury powietrza (dodatnich lub ujemnych), wyrażonych w $^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$. Jego zwrot (strzałka na mapie) wskazuje lokalnie kierunek

wzrostu temperatury powietrza. Warunkiem strefowości pola temperatury jest gradient horyzontalny o zerowej składowej równoleżnikowej – skierowany na południe Polski.



Rys. 15. 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. 15. Zones of maritime polar air masses effect on the air temperature field in Poland ($\vec{\Gamma}$ – horizontal gradient, a – azimuth) cold period (X-III)



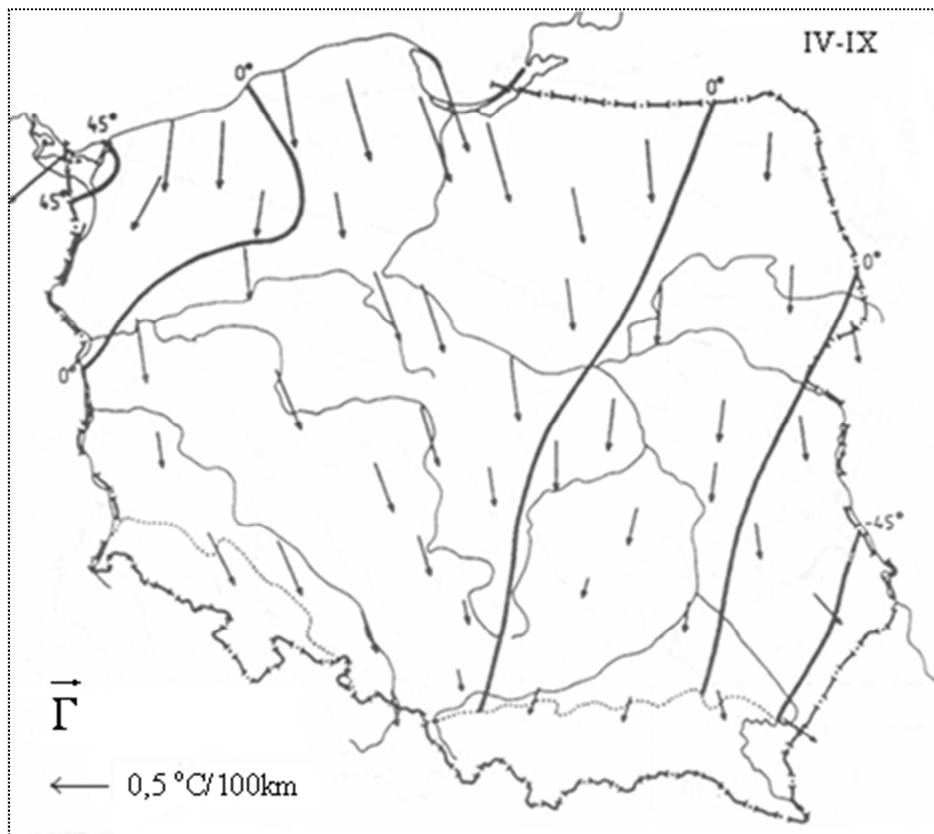
$$\vec{\Gamma} = [-0,33, -0,32]$$

$$\vec{\Gamma}_0 = [-0,85, -0,32]$$

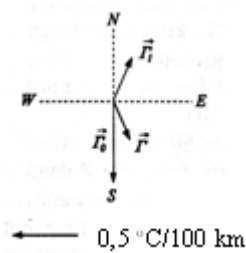
$$\vec{\Gamma}_1 = [-0,85, -0,32]$$

$$\vec{\Gamma} = \vec{\Gamma}_0 + \vec{\Gamma}_1$$

Pod wpływem oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego pojawia się składowa równoleżnikowa, a składowa południkowa ulega zniekształceniu. Dlatego też gradient horyzontalny, jego kierunek i długość w $^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$, jest właściwą miarą oddziaływania mas powietrza w Polsce. Różnice temperatury między lądem Europy i wodami Oceanu Atlantyckiego oraz Morza Bałtyckiego warunkują zmiany roczne gradientu horyzontalnego. Dlatego też położenie wektorów tego gradientu względem miejscowych południków i ich długości w $^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ zależą od pory roku.



Rys.16. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskigo i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce ($\vec{\Gamma}$ – gradient horyzontalny, a – azymut) – półrocze ciepłe (IV-IX)
Fig. 16. Zones of maritime polar air masses effect on the air temperature field in Poland ($\vec{\Gamma}$ – horizontal gradient, a – azimuth) – warm period year (IV-IX)



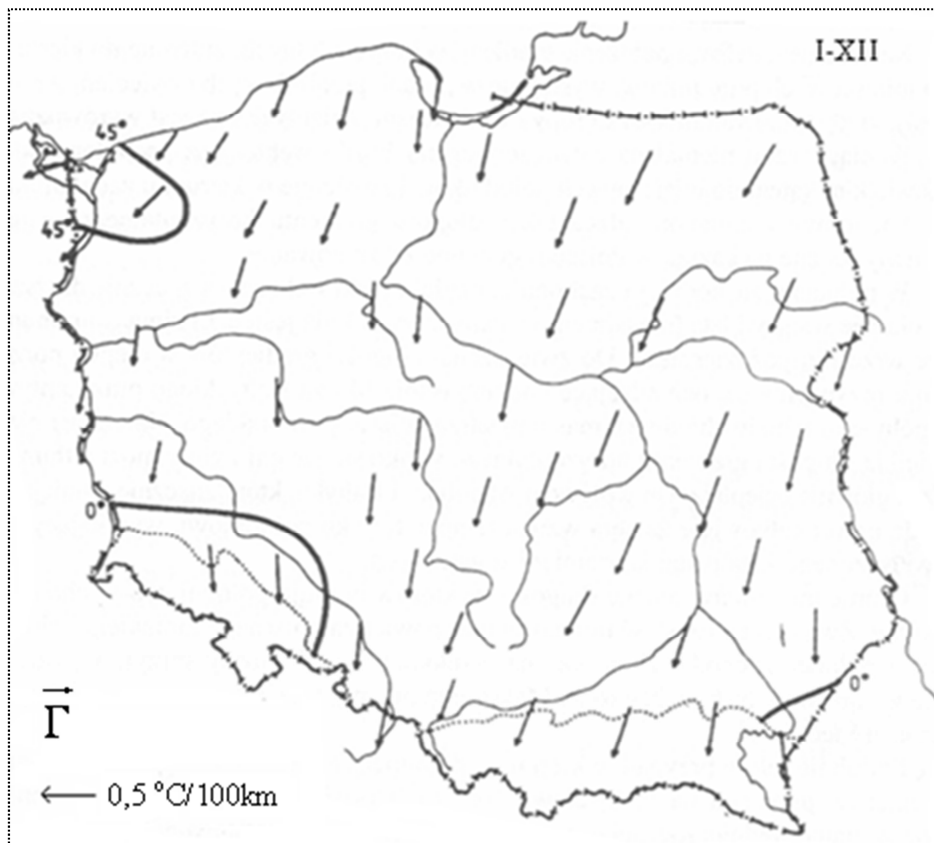
$$\vec{\Gamma} = [-0,33, 0,08]$$

$$\vec{\Gamma}_0 = [-0,6, 0,0]$$

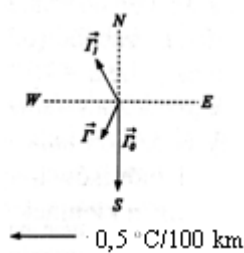
$$\vec{\Gamma}_1 = [0,27, 0,08]$$

$$\vec{\Gamma} = \vec{\Gamma}_0 + \vec{\Gamma}_1$$

$$0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ km}$$



Rys. 17. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce ($\vec{\Gamma}$ – gradient horizontalny, a – azymut) – rok (I-XII)
Fig. 17. Zones of maritime polar air masses effect on the air temperature field in Poland ($\vec{\Gamma}$ – horizontal gradient, a – azimuth) – year (I-XII)



$$\vec{\Gamma} = [-0,33, -0,12]$$

$$\vec{\Gamma}_0 = [-0,7, 0,0]$$

$$\vec{\Gamma}_1 = [0,37, -0,12]$$

$$\vec{\Gamma} = \vec{\Gamma}_0 + \vec{\Gamma}_1$$

Na przeważającym obszarze Polski wektory zmieniają, w ciągu roku kierunek: z południowo-zachodniego w półroczu chłodnym na południowo-wschodni w półroczu ciepłym. Zimowy wzrost temperatury powietrza w kierunku południowo-zachodnim wywołuje ocieplający wpływ mas powietrza polarnego morskiego z nad Oceanu Atlantyckiego i ochładzający – mas powietrza napływającego z głębi kontynentu.

Odmienny układ wartości i temperatury między tymi ośrodkami oddziaływania (ocean, kontynent) w półroczu letnim ma odzwierciedlenie w zmianie kierunku wektorów. Najbardziej strefowe położenie gradientów horizontalnych, zbliżone do kierunku miejscowych południków, występuje w porach przejciowych (kwiecień, wrzesień), kiedy temperatura lądu Europy i wód Oceanu Atlantyckiego jest wyrównana. W ciągu

roku niemal na całym terytorium Polski wektory są nachylone pod niewielkim kątem do miejscowych południków i zwrócone w kierunku zachodnim. Sezonowym zmianom ulega także długość gradientu horyzontalnego, a jej zmiany roczne wykazują w Polsce regionalne zróżnicowanie. W północno-zachodniej i zachodniej części Polski wektory są znacznie dłuższe w okresie wiosny i lata (maksimum w maju-czerwcu) niż jesienią i zimą (minimum we wrześniu-październiku). Do zwiększenia długości i gradientów w cieplej porze roku przyczynia się ochładzające oddziaływanie Morza Bałtyckiego oraz napływ z północo-zachodu chłodnych mas powietrza polarnego morskiego. Natomiast niewielkie długości gradientu horyzontalnego w okresie jesieni i zimy można tłumaczyć głównie ocieplającym wpływem Atlantyku i Bałtyku, który znacznie zmniejsza bądź nawet całkowicie zaciera wzrost temperatury ku południowi, wynikający ze zwiększonego kąta padania promieni słonecznych.

Odmienne zmiany roczne długości wektorów cechują południowo-wschodnią Polskę. Zwiększona częstość mroźnych mas powietrza polarnego morskiego, głównie z północo-zachodu zimą oraz na przełomie zimy i wiosny sprzyja wydłużeniu wektorów w tych porach roku. Maksimum przypada na luty-marzec, a minimum na czerwiec-lipiec.

Podobnie jak w przypadku kierunku, najmniejsze przestrzenne zróżnicowanie wektorów przypada na przejściowe pory roku (kwiecień, wrzesień). Gradienty horyzontalne średniej rocznej temperatury mają również zbliżone długości na całym obszarze kraju.

Analiza zmian rocznych kierunku i długości wektorów wskazuje na ich zróżnicowanie i umożliwia wyodrębnienie charakterystycznych obszarów.

Strefa największego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na temperaturę powietrza w Polsce obejmuje północno-zachodnią i zachodnią część kraju. W okresie wiosny-lata cechuje się ona gradientami horyzontalnymi o znacznej długości, odchylonymi nieco na wschód od południka. Jesienią i zimą są one krótsze i skierowane pod dużym kątem na zachód (od listopada do lutego za umowną granicę tej strefy można przyjąć izarytmę $a = 45^\circ$). Obszar największego oddziaływania Bałtyku na temperaturę powietrza w Polsce leży w obrębie strefy oddziaływania Atlantyku i wyróżnia się większym odchyleniem gradientów od południków miejscowych w kierunku morza. Na wybrzeżu gradienty horyzontalne mają kierunek NW ($a > 80^\circ$) w okresie od października do lutego. Wtedy ocieplający wpływ Bałtyku jest największy i prowadzi do wzrostu temperatury powietrza ku północy. Rejon środkowego i zachodniego wybrzeża, gdzie najbardziej kumuluje się wpływ Atlantyku i Bałtyku jest objęty nawet izarytmą $a=135^\circ$. Wiosną i latem gradienty są tam zwrócone w stronę SW w części zachodniej i SE – w wschodniej. Charakterystyczne dla tego obszaru jest duże zróżnicowanie długości wektorów w ciągu roku – od bardzo krótkich we wrześniu i październiku do najdłuższych na terenie Polski – sięgających $1,5^\circ\text{C}/100\text{km}$ – w maju i czerwcu. Południowo-wschodnią część Polski można uznać za obszar o przeważających cechach klimatu kontynentalnego. Wyróżnia się on dużą sezonową zmiennością kierunku wektorów: od kątów przekraczających $+45^\circ$ (w grudniu i styczniu) do -80° (w czerwcu). Natomiast zróżnicowanie samej długości wektorów jest nieco mniejsze niż na pozostałym obszarze Polski.

Wyznaczenie gradientów horyzontalnych umożliwiło określenie przestrzennej zmienności temperatury powietrza po wyeliminowaniu podstawowego czynnika deformującego strefowość klimatu, tj. wysokości nad poziomem morza. Tym samym wyodrębniono oddziaływanie na pole temperatury innych czynników związanych z cyrkulacją równoleżnikową – napływu mas powietrza ze skrajnie różnych obszarów źródłowych. Takie ujęcie problemu pozwoliło ustalić, w jakich porach roku i które obszary w Polsce cechują się strefową zmiennością pola temperatury powietrza. Można było

także wydzielić obszary o największej astefowości. Deformacja pola temperatury powietrza wywołana różnicą temperatury powietrza między lądem Europy i wodami Oceanu Atlantyckiego jest najmniejsza w porach przejściowych, a największa w zimie.

3.4. Wpływ ukształtowania powierzchni Polski na pole temperatury powietrza – nowe mapy izoterm na poziomie rzeczywistym

Optymalną funkcją aproksymującą przestrzenną zmienność temperatury w półroczu chłodnym i ciepłym oraz roku jest wielomian 4. stopnia $T=f(\varphi, \lambda, H)$.

Tego rodzaju zapis pola temperatury powietrza w Polsce umożliwił skonstruowanie nowych obiektywnych map izoterm. W tym celu sporządzono siatkę geograficzną południków i równoleżników, dzielących obszar Polski na pola jednostkowe o bokach $\Delta\varphi=0,2^\circ$, $\Delta\lambda=0,2^\circ$. W 1260 węzłach tej siatki odczytano z map hipsometrycznych Polski (1: 300 000 – góry, 1: 500 000 – niziny i wyżyny) wysokość nad poziomem morza, a następnie z wielomianu $T=f(\varphi, \lambda, H)$ obliczono wartości temperatury powietrza. Dodatkowo wyznaczono temperaturę powietrza w miejscach charakterystycznych terenu (wierzchołki wzniesień, dna dolin), tj. tam, gdzie węzły siatki nie pokrywają się z ekstremami wysokości terenu. Ponad czterokrotne zwiększenie liczby punktów empirycznych w stosunku do liczby stacji meteorologicznych ($n=322$) pozwoliło na opracowanie map izoterm w skali 1: 1 000 000.

Zaletą tej metody jest uwzględnienie rzeczywistych zmian temperatury – poziomych i pionowych gradientów, które można obliczyć znając funkcję aproksymującą.

Kreśląc izotermy w skali 1:1 000 000 wykorzystano izarytmy reszt wielomianowych $\varepsilon_i = \text{const}$. Uzupełniono dane empiryczne dodając reszty ε_i (odczytane z mapy) do obliczonych w węzłach siatki wartości temperatury powietrza.

W ten sposób zwiększono liczbę wyników „pomiarów” z $n=322$ do 1600. Jest to optymalna liczba punktów empirycznych przy kreśleniu izoterm w skali 1:1 000 000.

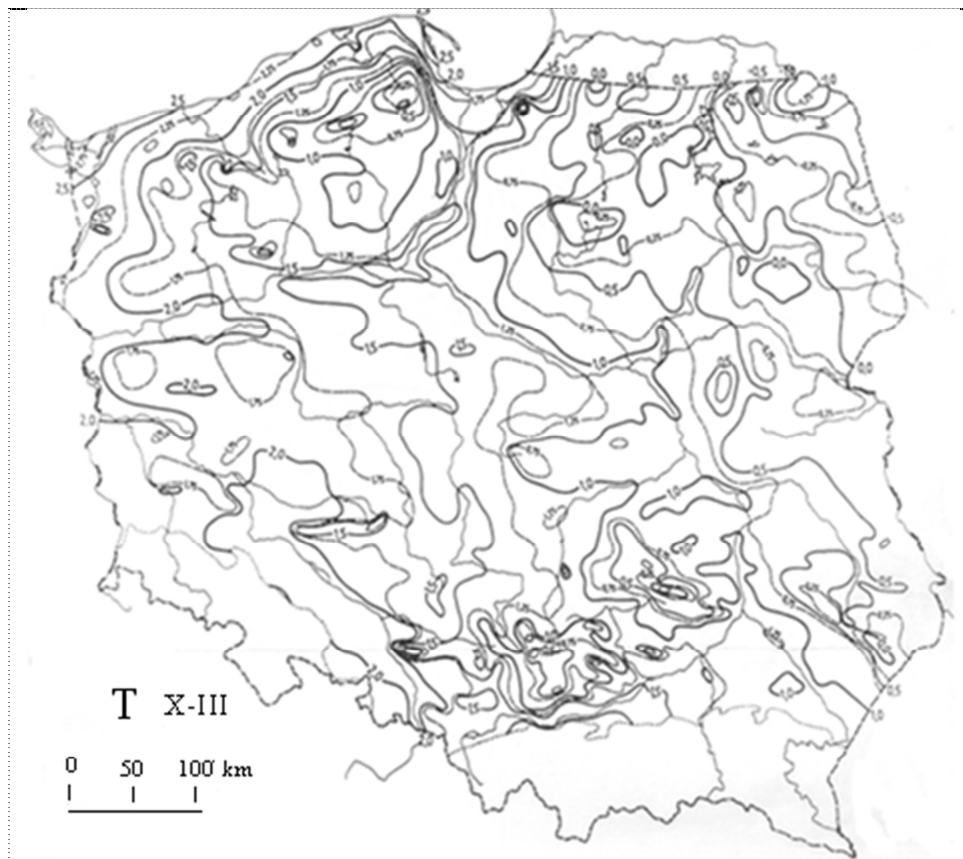
Wykreślenie izarytm na obszarze gór wiąże się ze znacznymi trudnościami. Główną przyczyną jest bardzo mała liczba punktów obserwacyjnych położonych na szczytach górskich. Powoduje to, iż wyznaczenie wartości na wierzchołkach wzniesień w wielu miejscach byłoby obciążone zbyt dużą dozą subiektywizmu. Problem ten wymaga opracowania całkowicie odrębnego pod względem metodycznym. Dlatego też w niniejszej pracy ograniczono się do przedstawienia wyników omówionej metody jedynie w odniesieniu do nizinnej i wyżynnej części Polski.

Istnieje możliwość kreślenia izarytm w mniejszej skali, np. 1:500 000, przez odpowiednie zagęszczanie liczby punktów (węzłów siatki). Proponowaną metodę można także stosować w przypadkach mniejszych obszarów, np. północno-wschodnia część Polski, wyżyny, a nawet makroregiony i mezoregiony fizycznogeograficzne Polski.

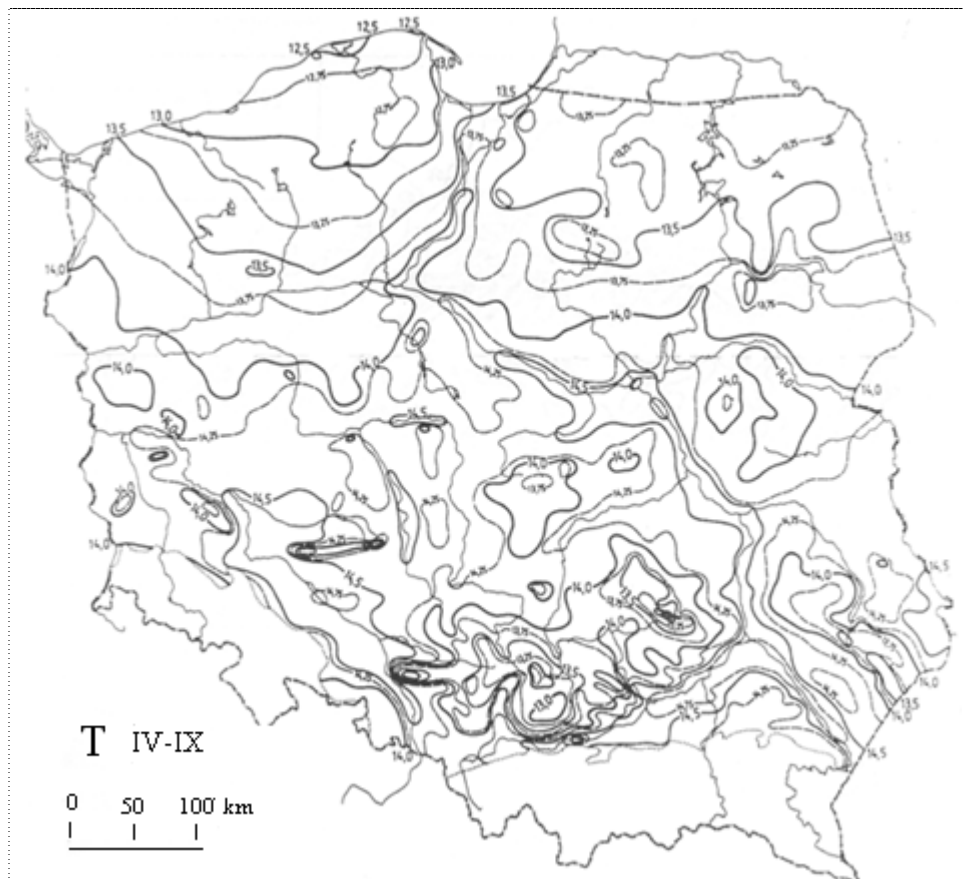
Pole temperatury powietrza w Polsce cechuje się zmianą układu (położenia) izoterm zależnie od pory roku – z równoleżnikowego latem na południkowy zimą (rys. 18-20). Spadek temperatury z południa na północ w półroczu ciepłym jest spowodowany wzrostem szerokości geograficznej i związanymi z tym zmianami kąta padania promieni słonecznych oraz długości dnia. Natomiast jej spadek z zachodu na wschód w półroczu chłodnym jest uwarunkowany cyrkulacją atmosferyczną. Dlatego też najchłodniejszym obszarem (w roku) nizinnej Polski jest północno-wschodnia jej część – okolice Suwałk (6,0-6,5°C). Zbliżone wartości temperatury występują na wyżynach, natomiast najwyższymi wartościami średniej rocznej temperatury powietrza wyróżniają się doliny rzek w środkowej części Krainy Wielkich Dolin (8,0°C).

Półrocze chłodne cechuje się dość dużym zróżnicowaniem średnich wartości temperatury na obszarze Polski: od $-2,0$ - $-1,0^{\circ}\text{C}$ na Pojezierzu Wschodniosuwalskim i $-1,0$ - $0,0^{\circ}\text{C}$ na wyżynach do $3,0$ - $4,0^{\circ}\text{C}$ w zachodniej części wybrzeża (Swinoujście). Natomiast w półroczu ciepłym przeważająca część obszaru Polski charakteryzuje się temperaturą $12,0$ - $14,0^{\circ}\text{C}$. Nieco chłodniejsze są wyżyny ($11,0$ - $12,0^{\circ}\text{C}$), cieplejszy zaś jest rejon wideł Wisły i Sanu ($14,0$ - $15,0^{\circ}\text{C}$).

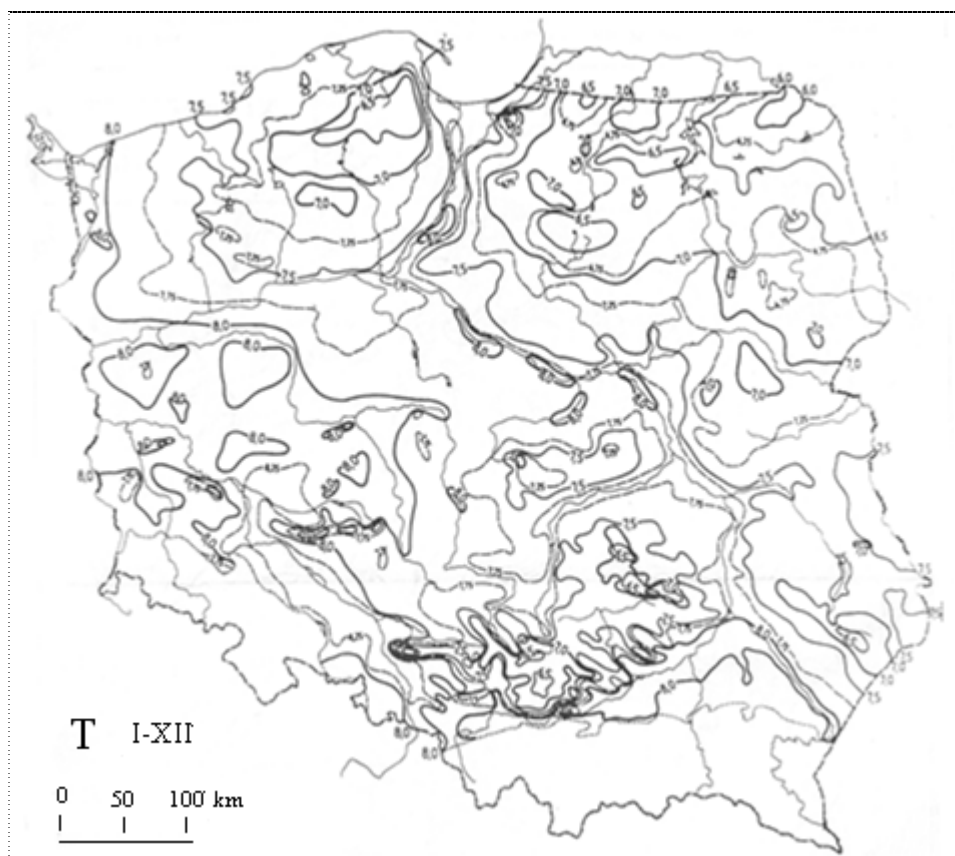
W obydwu półroczach i roku izotermy mają w południowej Polsce przebieg nawiązujący do kierunku łańcuchów górskich Karpat i Sudetów.



Rys. 18 Nowa mapa izoterm w Polsce z zastosowaniem wielomianu 4. stopnia (1951-1960) – półrocze chłodne (X-III) **Fig. 18.** New isotherm map constructed with the help of a 4th degree multinomial (1951-1960) – cold period (X-III)



Rys. 19. Nowa mapa izoterm w Polsce z zastosowaniem wielomianu 4. stopnia (1951-1960) – półrocze ciepłe (IV-IX)
Fig. 19. New isotherm map constructed with the help of a 4th degree multinomial (1951-1960) – warm period (IV-IX)



Rys. 20. Nowa mapa izoterm w Polsce z zastosowaniem wielomianu 4. stopnia(1951-1960) – rok (I-XII)
Fig. 20. New isotherm map constructed with the help of a 4th degree multinomial (1951-1960) – year (I-XII)

Rozkład przestrzenny temperatury powietrza w Polsce uzyskany na podstawie metody wielomianów czwartego stopnia charakteryzuje się dużą zgodnością z wynikami otrzymywanymi metodą tradycyjną. Wykazuje on jednak znacznie większy stopień szczegółowości, a jednocześnie izotermny są kreślone w sposób bardziej obiektywny. Ponadto zaletą przedstawionej metody jest całkowita porównywalność wyników z danymi empirycznymi, na każdej bowiem z uwzględnionych stacji meteorologicznych wartości temperatury zmierzone i wyznaczone z równań są zbliżone

3.5. Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza w Polsce

Z modeli symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Polsce wynika też znaczący udział czynników lokalnych w kształtowaniu cech termicznych klimatu Polski. Ekstremalne różnice między zmierzonymi i obliczonymi z równań war-

tościami temperatury powietrza wskazują miejsca na obszarze Polski, w których najsilniej oddziałują na pole temperatury powietrza różne czynniki lokalne (rys. 21-23).

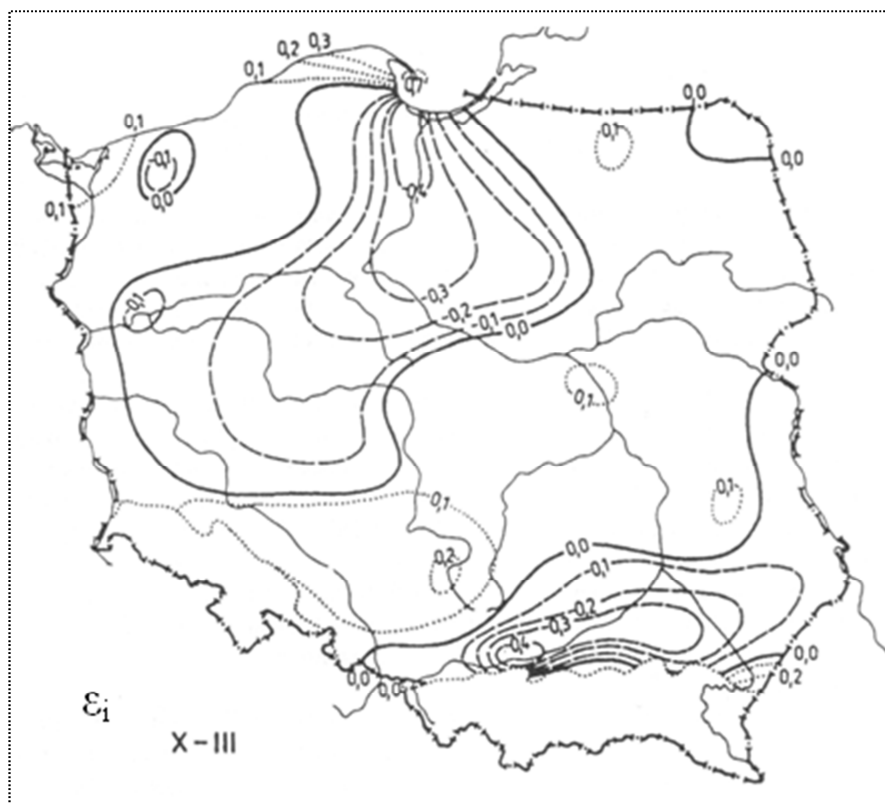
W półroczu ciepłym, przy dużej insolacji, pole temperatury jest silnie skorelowane z położeniem geograficznym (szerokością) i ukształtowaniem powierzchni (wysokością terenu i ekspozycją zboczy), dlatego małe są wówczas różnice ε_i . Natomiast w półroczu chłodnym, przy małej insolacji, zanikającej strefowości południkowej i zależności od wysokości bezwzględnej klimat Polski jest kształtowany przez czynniki adwekcyjne. Pole temperatury powietrza zależy wtedy w znacznym stopniu od wklęsłych i wypukłych form terenu (nachylenie zboczy), co prowadzi do większych różnic ε_i . W zimie większa też jest (lokalna) deformacja pola temperatury powietrza przez czynniki antropogeniczne (efekt cieplarniany – CO₂, sztuczne ciepło itp.).

Izarytmy różnic rzadko przekraczające 0,5°C potwierdzają wnioski o dużej dokładności opisu rzeczywistego pola temperatury powietrza w Polsce równaniem hiperpowierzchni regresji – wielomianem czwartego stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$.

Tym samym wskaźnikiem oddziaływania regionalnych i lokalnych czynników geograficznych, takich jak formy terenu lub zbiorniki wodne, czy też antropogenicznych, np. miast, na stan atmosfery są różnice temperatury powietrza między wartościami zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów czwartego stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$.

Charakterystyczna jest też zmiana znaku różnic temperatury ε_i , w ciągu roku z dodatniego zimą na ujemny latem w pobliżu zbiorników wodnych. Przykładem mogą być stacje nadmorskie Hel i Świnoujście:

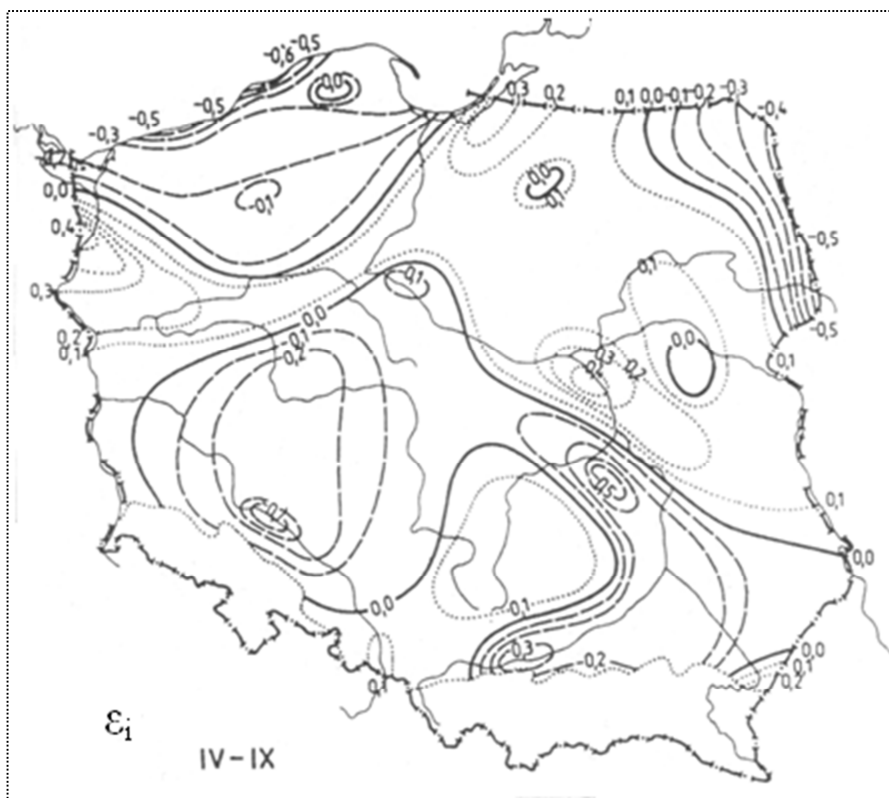
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Hel	1,0	0,9	0,0	-0,8	-1,0	-0,6	-0,2	0,2	0,4	0,8	0,8	0,6
Świnoujście	0,1	0,2	-0,1	-0,3	-0,6	-0,2	0,1	0,0	0,3	0,3	0,3	0,1



Rys. 21. Różnice ϵ_i między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu 4. stopnia $f(\varphi, \lambda, H)$ wartościami temperatury powietrza w Polsce – półrocze chłodne (X-III)

Fig. 21. Differences of air temperature ϵ_i between measured T_i values and calculated by means of 4th degree multinomial $f(\varphi, \lambda, H)$ – cold period (X-III)

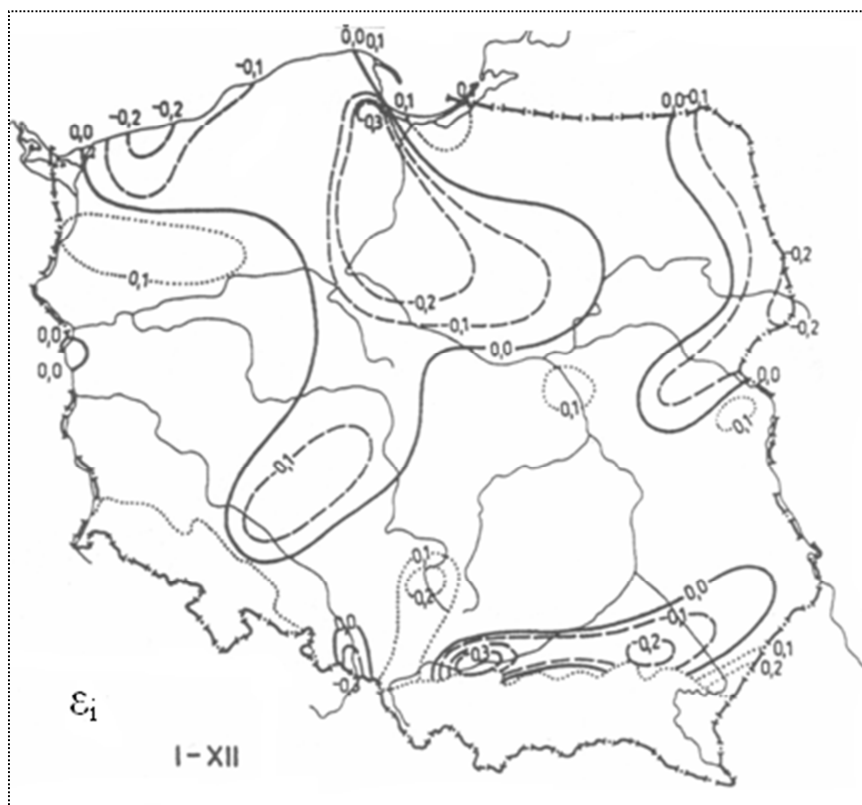
	T	T_{obl}	$T - T_{obl}$
Świnoujście	2,9	2,7	0,2
Warszawa-Okęcie	1,1	1,0	0,1
Kraków-Rakowice	1,3	1,7	-0,4
Kasprowy Wierch	-5,4	-5,7	0,3
Śnieżka	-4,2	4,3	0,1



Rys. 22. Różnice ϵ_i między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu 4. stopnia $f(\varphi, \lambda, H)$ wartościami temperatury powietrza w Polsce – półrocze ciepłe (IV-IX)

Fig. 22. Differences of air temperature ϵ_i , between measured T_i values and calculated by means of 4th degree multinomial $f(\varphi, \lambda, H)$ – warm period (IV-IX)

	T	T_{obl}	$T - T_{obl}$
Świnoujście	13,5	13,7	-0,2
Warszawa-Okęcie	14,5	14,4	0,1
Kraków-Rakowice	14,2	14,6	-0,4
Kasprowy Wierch	3,8	3,9	-0,1
Śnieżka	5,0	5,0	0,0



Rys. 23. Różnice ε_i między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu 4. stopnia $f(\varphi, \lambda, H)$ wartościami temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)
Fig. 23. Differences of air temperature ε_i between measured T_i values and calculated by means of 4th degree multinomial $f(\varphi, \lambda, H)$ – year (I-XII)

	T	T_{obl}	$T - T_{obl}$
Świnoujście	8,2	8,2	0,0
Warszawa-Okęcie	7,8	7,7	0,1
Kraków-Rakowice	7,8	8,2	-0,4
Kasprowy Wierch	-0,8	-0,9	0,1
Śnieżka	0,4	0,4	0,0

Powysze zmiany roczne różnic temperatury na stacjach nadmorskich można uznać za wynik ochładzającego i ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego i Bałtyku na klimat Polski, spowodowanego różnicą temperatury między lądem i wodami tych zbiorników.

Ujemne różnice temperatury o znacznych wartościach występują w kotlinach śródgórskich, np. w Nowym Targu i Jeleniej Górze.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
N. Targ	-1,6	-1,5	-0,8	0,0	0,3	0,2	-0,1	-0,3	-0,5	-0,8	-1,0	-1,2
Jelenia G.	-0,9	-0,5	0,2	0,1	-0,2	-0,4	-0,2	-0,2	0,1	-0,7	-0,3	-1,4

Spodowowane są one częstymi inwersjami temperatury – nocnym spływem grawitacyjnym chłodnego, bardziej gęstego powietrza z wyższych pięter gór.

Na szczytach gór (Kasprowy Wierch, Śnieżka) różnice te ulegają zmienności rocznej, przy czym są one znacznie słabiej zaznaczone. Ponadto w obydwu tych przypadkach różnice między zmierzoną i wyznaczoną z równań temperaturą powietrza są wyjątkowo małe:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kasprowy W.	0,4	0,4	0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	0,0	0,1	0,1	0,3	0,4
Śnieżka	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1

Interesujące jest, że na peryferiach wielkich miast – Warszawy i Krakowa – hiperpowierzchnia regresji wielomian czwartego stopnia względem φ , λ , H dość dobrze aproksymuje rzeczywiste pole temperatury powietrza.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa-Ok.	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0	0,2
Warszawa-Biel.	0,2	0,3	0,2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,2	0,3

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kraków-Rak.	-0,4	-0,2	-0,4	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	-0,3	-0,5	0,4	-0,4	-0,4
Kraków-Obser.	-0,5	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4	0,3	0,1	0,2

Obliczone z wielomianów $T=f(\varphi, \lambda, H)$ wartości temperatury powietrza na Okęciu nie różnią się prawie od wartości zmierzonych – różnice są mniejsze od $0,2^{\circ}\text{C}$.

Ujemne różnice temperatury na peryferiach Krakowa (Rakowice) wynikają z lokalizacji tego miasta w dolinie. Natomiast w śródmieściach Warszawy (Bielany) i Krakowa (Obserwatorium Astronomiczne), o prawie takich samych współrzędnych położenia geograficznego (φ , λ , H) jak peryferie tych miast, rozbieżności między mierzonymi i teoretycznymi wartościami otrzymanymi z modeli $T=f(\varphi, \lambda, H)$ są znacznie większe. Reszty wielomianowe ε_i na Bielanach w półroczu ciepłym wynoszą $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ i wskazują miejską wyspę ciepła na tle klimatu Niziny Mazowieckiej. Podobnie jest w przypadku Krakowa, gdzie reszty ε_i zmieniają nawet znak z ujemnego na dodatni w ciągu całego roku w śródmieściu. Tym bardziej świadczy to o istnieniu w Krakowie miejskiej wyspy ciepła (rys. 24-25).

Z przeprowadzonych rozważań wynika, że model wielomianowy $T=f(\varphi, \lambda, H)$ symuluje istotniejsze cechy pola temperatury powietrza w Polsce, wynikające z położenia geograficznego (strefowość oddziaływania Atlantyku) i ukształtowania powierzchni Ziemi. Nie opisuje on jednak w pełni wpływu rzeźby mniejszych form terenu, ekspozycji względem Słońca czy też czynników antropogenicznych na pole temperatury w pojedynczych punktach (φ , λ , H).

3.6. Aspekt poznawczy wyników badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat Polski

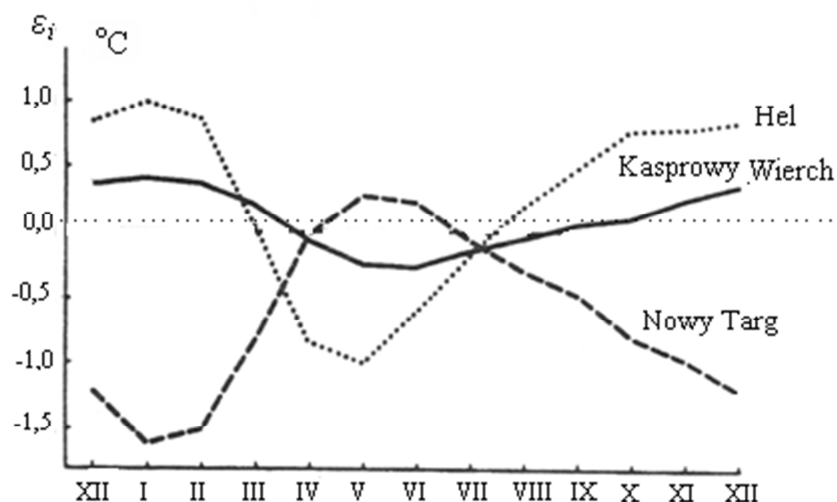
Istotne znaczenie poznawcze ma określenie deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat pozwoliło na wyodrębnienie strefy oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. Jedną z cech klimatu morskiego są mniejsze gradienty termiczne i większe opadowe.

O przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu temperatury i wilgotności powietrza względem długości geograficznej w ciągu roku: z ujemnego zimą na dodatni latem.

Zmiany przestrzenne gradientów: południkowego i równoleżnikowego opisują jednocześnie wpływy czynników regionalnych i lokalnych na klimat.

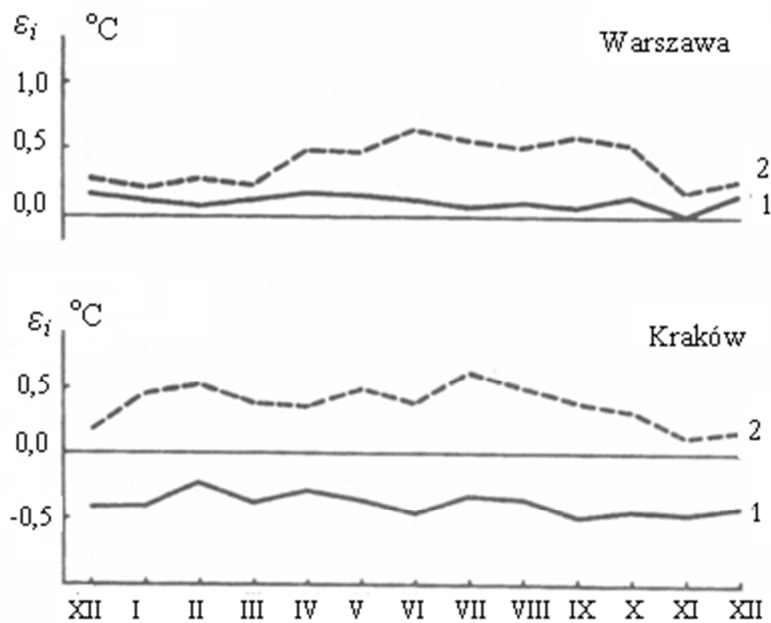
Novum w literaturze klimatologicznej stanowią mapy izogradientów: południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych wyznaczonych na podstawie wielomianów czwartego stopnia.

Izogradienty zdefiniowane przez E. Romera (1949) to linie łączące kwadraty (oczka siatki) o tej samej liczbie przecięć izoterm, izohiet itp. Są one więc względną miarą przestrzennego zróżnicowania zmiennych meteorologicznych, zależą, bowiem od odległości izarytm i wymiarów oczka siatki. Ponadto pole tak zdefiniowane jest skalarne. Natomiast pola gradientów: południkowych, równoleżnikowych, hipsometrycznych, określone przez funkcje aproksymacyjne są wektorowe (Boryczka, Stopa-Boryczka, Wawer 1984; Boryczka, Stopa-Boryczka 1986).



Rvs. 24. Zmiany roczne reszt wielomianowych ε_i jako wskaźnika lokalnego oddziaływania podłoża (Hel – wybrzeże Bałtyku, Nowy Targ – kotliny śródgórskie, Kasprowy Wierch – szczyt gór)

Fig. 24. Annual change of multinomial remainders ε_i , as an indicator of a local bed effect (Hel – the Baltic coast, Nowy Targ – dale, Kasprowy Wierch – mauntain tops)



Rys. 25. Zmiany roczne reszt wielomianowych ε_i , jako wskaźnika lokalnego oddziaływania podłoża – miejska wyspa ciepła w Warszawie i Krakowie (1 – peryferie, 2 – śródmieście)
Fig. 25. Annual change of multinomial remainders ε_i as an indicator of a local bed effect urban heat island in Warsaw and Cracow (1 – suburbs, 2 – city center)

Oryginalne są też mapy izoterm zredukowanych do poziomu morza na podstawie gradientów hipsometrycznych temperatury obliczonych ze wzorów dla poszczególnych miejscowości. Duże zróżnicowanie gradientów hipsometrycznych temperatury powietrza w Polsce wskazuje, iż nie można przyjmować przy redukcji do poziomu morza stałego spadku $0,5^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Uwzględniany dotychczas gradient hipsometryczny jest zawyżony w przypadku miesięcy zimowych, natomiast zaniżony w miesiącach letnich.

Najprostszymi miarami zniekształcenia pola zmiennej meteorologicznej są różnice między gradientami: południkowym, równoleżnikowym, hipsometrycznym, opisanymi przez równania prostych i hiperpłaszczyzn regresji. Im pola są bardziej deformowane, tym różnice między odpowiednimi gradientami są większe.

Lepszą miarą, deformacji pola całego obszaru Polski przez rzeźbę jest kąt między gradientami horyzontalnymi (wektorami o składowych południkowej i równoleżnikowej) określonymi przez równania płaszczyzn regresji (względem φ , λ) i hiperpłaszczyzn regresji (względem φ , λ , H).

Analogiczną miarą deformacji pola przez rzeźbę terenu w każdym punkcie jest kąt zawarty między gradientami horyzontalnymi (wektorami, których składowymi są pochodne cząstkowe względem φ , λ określonymi przez wielomian czwartego stopnia względem φ , λ i wielomian czwartego stopnia względem φ , λ , H).

Zredukowanie gradientu horyzontalnego pola temperatury powietrza do poziomu morza umożliwiło wydzielenie stref o różnej intensywności oddziaływania polarnych morskich mas powietrza na klimat Polski. Miarą, wpływu Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego na klimat (wskaźnikiem oceanizmu) jest kąt zawarty między gradien-

tem horyzontalnym obliczonym na poziomie morza a południkiem. Zgodnie z zasadą strefowości klimatu (spadek temperatury ze wzrostem szerokości geograficznej) gradient horyzontalny temperatury powinien być skierowany na południe. Im oddziaływanie polarnych morskich mas powietrza jest większe, tym wektor ten jest bardziej odchylony na zachód od kierunku południowego.

Zastosowanie tej metody do oceny ilościowej astrefowości pola temperatury powietrza pozwoliło na opracowanie poraz pierwszy wskaźnika jego deformacji w Polsce.

Interesujące są także mapy izarytm kąta nachylenia do południka gradientów horyzontalnych – rzeczywistego i zredukowanego do poziomu morza. Wyodrebniają one strefy największego i najmniejszego oddziaływania polarnych morskich mas powietrza na klimat Polski.

Na uwagę zasługują, również mapy przedstawiające gradienty horyzontalne jako wektory, których składowe południkową i równoleżnikową, wyrażono w tych samych jednostkach odległości na 100 km. Wymagało to przekształcenia danych wyjściowych – współrzędnych geograficznych – z miary kątowej na łukową, wyrażoną w kilometrach lub radianach. Końce wektorów wskazują na mapach tereny cieplejsze i wilgotniejsze, a ich długości – to lokalne przyrosty (gradienty) temperatury ($^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$).

Wskaźnikiem oddziaływania lokalnych czynników geograficznych, jak formy terenu lub zbiorniki wodne, czy też antropogenicznych, np. miasta, na stan atmosfery są różnice między wartościami zmierzonymi i obliczonymi z równań hiperpłaszczyzn regresji. Różnice ujemne w kotlinach śródgórskich spowodowane są częstymi inwersjami temperatury powietrza. Różnice dodatnie w większych miastach są wynikiem ocieplającego wpływu zabudowy na pole temperatury powietrza. Znamienna jest również zmiana znaku w ciągu roku z dodatniego zimą, na ujemny latem w otoczeniu zbiorników wodnych.

W praktyce najistotniejsze znaczenie mają równania hiperpłaszczyzn i hiperpowierzchni regresji, które można wykorzystać do prognozy poszczególnych zmiennych meteorologicznych – oszacowania wartości średnich, np. miesięcznych, sezonowych i rocznych, tam gdzie nigdy nie prowadzono pomiarów.

Odczytując z mapy φ , λ , H dowolnej miejscowości i wstawiając je do równań hiperpłaszczyzn regresji lub wielomianu czwartego stopnia, można obliczyć z dużą, dokładnością np. wartości temperatury powietrza, wilgotności, ciśnienia atmosferycznego, zachmurzenia, prędkości wiatru itp.

Innym problemem rozwiązywanym w ramach badań klimatu Polski jest współzależność zmiennych meteorologicznych. Z zależności tych równań – prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji można oszacować wartości nie mierzonych elementów, np. wilgotności bezwzględnej, temperatury ekwiwalentnej, potencjalnej itp., na podstawie innych.

Szczególnie ważne są związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi a temperaturą powietrza, które warunkują intensywność prawie wszystkich procesów fizycznych zachodzących w pobliżu powierzchni Ziemi. Jak duża jest współzależność pól zmiennych meteorologicznych w Polsce, wskazują mapy izokorelat (Stopa-Boryczka, 1973; Stopa-Boryczka, Boryczka, 1974).

Najwięcej przykładów nowych rozwiązań podano na podstawie danych z dziesięciolecia. Dotyczą one rocznych zmian pól zmiennych meteorologicznych opisanych przez średnie geograficzne gradienty i wskaźniki deformacji. Żeby ocenić dynamikę czasowo-przestrzennych zmian elementów meteorologicznych porównano wyniki badań dziesięciolecia 1951-1960 z trzydziestoleciem 1951-1980, uwzględniając 60 stacji meteo-

logicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej równomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski.

Poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych na klimat oraz próbach ich oddzielenia mają istotne znaczenie w modelowaniu i prognozach przestrzenno-czasowych jego zmian.

Podobne zagadnienia rozwiązuje w swych pracach Ewert (1984) na przykładzie północno-zachodniej części Polski, a wcześniej Hess i in. (1968, 1979), Michna i Paczos (1972).

Metody badań modelowych zmienności przestrzennej klimatu zaproponowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego sprawdzone są na przykładach mniejszych obszarów położonych w innych szerokościach geograficznych: okołozwrotnikowej – Irak (Ahmed, 1987) i okołorównikowej (Van Than, 1990), w ramach prac doktorskich cudzoziemców.

Aproksymacji pól temperatury i innych zmiennych meteorologicznych dokonano tam za pomocą równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Wyjątkowo na obszarze Polski zastosowano wielomiany drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia względem trzech współrzędnych położenia: szerokości geograficznej φ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H .

Wprowadzenie do wielomianów regresji wysokości bezwzględnej H (oprócz szerokości i długości geograficznej) znacznie zwiększa dokładność modeli, ponieważ temperatura powietrza jest z nią silnie skorelowana. Jest to ważki wkład autorów tej metody w udoskonalanie modeli statystycznych, opisujących pola zmiennych meteorologicznych.

Wielomiany wyższych stopni względem współrzędnych położenia (szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza) okazały się doskonałym narzędziem badań klimatu. W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji opisują one nie tylko główne cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną. Równania hiperpłaszczyzny regresji (współczynniki regresji wielokrotnej) określają średnie gradienty: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne na badanych obszarach. Natomiast wielomiany regresji wyższych stopni (drugiego, trzeciego, czwartego,...) określają lokalne gradienty: południkowe, równoleżnikowe, hipsometryczne w każdym punkcie badanego obszaru.

Odnosząc przedstawione wyniki badań do istniejącej literatury klimatologicznej (Gumiński, 1948; Romer, 1949; Schmuck, 1959; Wiszniewski, Chelchowski, 1975; Paszyński, Niedźwiedź, 1991; Woś, 1995), znajduje się potwierdzenie zakresu oddziaływania czynników geograficznych na poszczególne elementy klimatu. Empiryczne równania klimatu Polski wprowadzone do literatury przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego można uznać za syntezę dotychczasowych badań wpływu położenia geograficznego na klimat.

Poznane prawidłowości wpływu czynników geograficznych oraz próba ich oddzielenia mają istotne znaczenie w modelowaniu i prognozach czasowo-przestrzennych zmian klimatu Polski.

Literatura

- Ahmed Badr Jaddoa, 1987, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Klimatologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW.
- Boryczka J., 1977, *Empiryczne równania klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Nr 86, Warszawa.
- Boryczka J., 1984, *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Nr 234, Warszawa.
- Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., 1984, *Aproksymacja pola temperatury powietrza w Polsce*, Sympozjum Naukowe „Udział nauki polskiej w światowym programie klimatycznym”, Skiemiewice.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 1986, *A mathematical model of Poland's climate*, „Miscellanea Geographica” vol. 2.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. VII, Zmiany wiekowe klimatu Polski*, Warszawa.
- Ewert A., 1984, *Opady atmosferyczne na obszarze Polski w przekroju rocznym*, Wydawnictwa Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Słupsku, Słupsk.
- Gumiński R., 1948, *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce*, „Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny”, z. 1.
- Górka A., 1979, *Pionowe gradienty temperatury powietrza w Sudetach*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Hess M., 1968, *Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach*, „Przegląd Geograficzny”, t. XL, z. 2.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1979, *O zróżnicowaniu stosunków termicznych w dorzeczu górnej Wisły*, „Folia Geographica”, Series Geographica- Physica, vol. XII.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, „Prace Geograficzne IG PAN”, nr 33, Warszawa.
- Kalicińska E., 1980, *Zależność temperatury powietrza od podstawowych czynników geograficznych na nizinach polskich*, „Czasopismo Geograficzne”, R. LI, z. 1.
- Kicińska B., 1985, *Wpływ wysokości nad poziomem morza na sumy opadów atmosferycznych w Karpatach Polskich*, maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Michna E., Paczos S., 1972, *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*, Wrocław-Warszawa Kraków-Gdańsk.
- Okołowicz W., 1962, *Zachmurzenie Polski*, „Prace Geograficzne IG PAN” nr 34.
- Okołowicz W., 1966, *Regiony klimatyczne*, w: *Atlas geograficzny Polski*, PPWK, Warszawa.
- Okołowicz W., Martyn D., 1968, *Próba kompleksowej regionalizacji klimatu Polski*, III Polsko-Czeskie Seminarium Geograficzne, Warszawa.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991, *Klimat*, w: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Warszawa.
- Romer E., 1949, *Regiony klimatyczne Polski*, „Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego”, s. B, nr 16.
- Schmuck A., 1959, *Zarys klimatologii Polski*, Warszawa.
- Stopa M., 1962, *Burze w Polsce*, „Prace Geograficzne IG PAN” nr 34.
- Stopa M., 1965, *Rejony burzowe w Polsce*, „Dokumentacja Geograficzna IG PAN”.
- Stopa M., 1968, *Temperatura powietrza w Polsce*, „Dokumentacja Geograficzna IG PAN” z. 1.
- Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego nr 72, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. I*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. II*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1980, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. III*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M. i inni, 1986, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. IV, Klimat północno-wschodniej Polski*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. V, Z badań klimatu Polski*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. VI, Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce*, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowa M., Smiałkowski J., 1994, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. VIII, Cechy oceaniczne klimatu Europy*, Warszawa.

- 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*, Warszawa.
- Van Than Nguyen, 1990, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Klimatologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW.
- Wiszniewski W., Chelchowski W., 1975, *Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatyczna Polski*, Warszawa.
- Woś A., 1995, *Zarys klimatu Polski*, Poznań.
- Żmudzka E., 1985, *Hipsometryczne gradienty temperatury powietrza w Karpatach Polskich*, maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW.

Summary

The aim of the study reported was to identify the characteristic features and the singularities of climate in Poland, resulting from its geographical location in the moderate latitudes of Central Europe.

Approximation of the field of air temperature and humidity, cloudiness and precipitation, as well as wind velocity (averages for the years 1951-1960, 1951-1980) was obtained with the help of equations of hyperplanes of regression. In modelling of air temperature regression polynomials of the fourth order with respect to three location coordinates: latitude, φ , longitude, λ , and elevation above sea level, H , were exceptionally applied as well.

Introduction of the absolute elevation H into the polynomials of regression, side by side with the geographical coordinates of latitude and longitude, φ and λ , significantly enhanced the precision of models, because air temperature is strongly correlated with the elevation variable. This step constitutes a significant contribution of the Department of Climatology from the University of Warsaw to the perfecting of the statistical models describing the field of meteorological variables.

Polynomials of higher orders with respect to the location coordinates (latitude and longitude as well as elevation above the sea level, φ , λ and H) proved to be the excellent instrument for the study of climate. In contradistinction to the hyperplanes of regression they do not only describe the main characteristics of the field, but also its regional and local variability. The equation of the regression hyperplane (coefficients of partial regression) is defined by the average latitudinal, longitudinal and hypsometric gradients over the areas considered. On the other hand the regression polynomials of higher orders (e.g. of the fourth order) define the local latitudinal, longitudinal and hypsometric gradients at every point of the area studied. A novelty in terms of climatological literature is constituted by the gradient maps for the three kinds of gradients, elaborated for the first time on the example of Poland. Until now the influence of the polar oceanic and continental air masses was being characterized by the isotherms brought to the sea level, with application of the temperature decrease held constant over time and space, amounting to 0.5°C per 100 meters of altitude (Romer, 1949). The report here summarized presents the isolines of the hypsometric gradients on the area of Poland which change over the period of a year. Of essential practical significance are the horizontal gradients at the real altitudes, determined on the basis of the approximating functions without the altitude above the sea level. The vectors indicate the directions of increase of air temperature on the territory of Poland. They can be used in the forecasts of geographical distribution of air temperature in Poland. The differences between the measured values of air temperature and the ones calculated from the regression polynomials of the fourth order (i.e. the residuals) have been treated as the measures of local deformation of the field by natural factors (mountain peaks, valleys, water bodies) as well as the anthropogenic ones (large towns).

- Stopa-Boryczka M., 1997, *Empiryczne modele zmienności klimatu Polski*, [w:] *Nowe metody badań klimatu Polski* (red. M. Stopa-Boryczka), *Prace i Studia Geograficzne*, t. 20, Wyd. Geografii i Studiów Regionalnych UW, Wyd. UW (zob. str. 38-78 – zmieniony), recenzja tomu : Jerzy Kondracki – Przedmowa
- 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), recenzja tomu : Jerzy Kondracki – Przedmowa
- 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.), recenzja tomu : Jerzy Kondracki – Przedmowa

Wpływ czynników geograficznych na klimat w pracach doktorskich

Przykład 1

Andrzej Górka, 2001, *Pionowe gradienty temperatury powietrza*, [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

Wpływ terenów górskich na pole temperatury powietrza zaznacza się przede wszystkim w pionowych gradientach temperatury. Problem ten był dotychczas traktowany ogólnie w literaturze klimatologicznej, zarówno krajowej jak i zagranicznej. Przyczyną tego jest niedostateczna liczba synchronicznych pomiarów na stacjach meteorologicznych i aerologicznych znajdujących się w dość dużej odległości.

Celem pracy jest określenie zmian dobowych i rocznych pionowych gradientów temperatury powietrza zależnie od sytuacji pogodowych na przykładzie Sudetów.

Zagadnienie rozwiązano wykorzystując codzienne wyniki pomiarów temperatury powietrza w okresie 5-letnim 1969-1973 na stacjach meteorologicznych: Śnieżka i Jelenia Góra oraz na stacji meteorologicznej we Wrocławiu.

Duże znaczenie dla poznania pola temperatury powietrza w górach ma porównanie przebiegu rocznego średnich gradientów hipsometrycznych i aerologicznych. O godz. 12⁰⁰ najwyższe wartości gradientów występują w okresie maj-wrzesień (0,8–0,9°C/100m), a najniższe w styczniu (0,1–0,3 °C/100m). Rola turbulencji dynamicznej ujawnia się szczególnie w chłodnej połowie roku, gdy gradienty hipsometryczne są znacznie wyższe od gradientów aerologicznych (o około 0,2°C/100m). W miesiącach letnich konwekcja prowadzi do wyrównania gradientów wzdłuż stoków Sudetów i w swobodnej atmosferze. W nocy na wiosnę i jesienią, pionowe gradienty temperatury powietrza są najwyższe (0,4 – 0,5 °C/100m) gdy rośnie prędkość wiatru, a wraz z nią natężenie turbulencji dynamicznej. W zimie średnie gradienty temperatury powietrza są najniższe (0,0–0,1°C/100m) wskutek przewagi procesów stabilizujących pionową wymianę powietrza.

Określono też zależność gradientów hipsometrycznych od aerologicznych wykorzystując w tym celu analizę regresji i korelacji.

Zależność gradientów hipsometrycznych (γ_h) od gradientów aerologicznych (γ_a) w okresie 1969-1973 określają równania prostych regresji (r – współczynnik korelacji, t – test Studenta; n – liczba obserwacji):

	godz. 12 ⁰⁰	r	t	n
X-III	$\gamma_h = 0,76 \gamma_a + 0,24$	0,76	35,65	911
IV-IX	$\gamma_h = 0,48 \gamma_a + 0,45$	0,54	19,36	915
I-XII	$\gamma_h = 0,69 \gamma_a + 0,27$	0,78	5387	1026
	godz. 24. ⁰⁰	r	t	n
X-III	$\gamma_h = 0,95 \gamma_a + 0,10$	0,78	37,47	911
IV-IX	$\gamma_h = 0,98 \gamma_a + 0,01$	0,69	28,55	915
I-XII	$\gamma_h = 0,93 \gamma_a + 0,07$	0,75	48,68	1026

Współczynniki regresji, korelacji i testy t-Studenta wskazują na duży związek między gradientami hipsometrycznym i aerologicznym. Otrzymane zależności między γ_h i γ_a są

istotne na poziomie ufności 95%. Potwierdzają to też bliskie jedności współczynniki regresji równań, szczególnie z godzin nocnych, kiedy to pionowe gradienty hipsometryczne mają prawie takie same wartości jak gradienty aerologiczne.

Ważnym problemem jest także określenie zależności gradientów aerologicznych i hipsometrycznych temperatury powietrza od głównych typów cyrkulacji, kierunku adwekcji mas powietrza i podstawowych parametrów meteorologicznych (ciśnienie powietrza, prędkość wiatru, zachmurzenie, temperatura powietrza).

Średnie gradienty aerologiczne (γ_a) i hipsometryczne (γ_h) w powiązaniu z głównymi typami sytuacji barycznej przedstawia poniższe zestawienie:

	Godz. 12 ⁰⁰			
	Wyż		Niż	
	γ_a	γ_h	γ_a	γ_h
X-III	0,33	0,49	0,56	0,68
IV-IX	0,88	0,86	0,78	0,84
I-XII	0,60	0,68	0,67	0,76
	Godz. 24 ⁰⁰			
X-III	0,10	0,19	0,44	0,54
IV-IX	0,37	0,33	0,46	0,48
I-XII	0,22	0,26	0,45	0,51

Sytuacje antycyklonalne wywołują spadek pionowych gradientów termicznych, szczególnie w nocy w chłodnej części roku (0,1–0,2 °C/100m). W cieplej zaś w południe, przegrzanie powierzchni czynnej prowadzi do wzrostu średnich gradientów (ok. 0,9 °C/100m). W układach niżowych obserwuje się mniejsze zróżnicowanie gradientów między dniem a nocą (0,8–0,4 °C/100m). W górach, wskutek intensywniejszej turbulencji dynamicznej, różnice między γ_a i γ_h są większe. Różnice między pionowymi gradientami w swobodnej atmosferze i wzdłuż stoku Sudetów są szczególnie duże przy napływie powietrza z kierunków W-SW-S-SE w sezonie chłodnym. Wtedy powietrze zmuszone jest do przekraczania Karkonoszy i po ich stronie odwietrznej wywołuje nasilenie turbulencji dynamicznej.

Łączny wpływ parametrów meteorologicznych, charakteryzujących stan atmosfery na kształtowanie się pionowych gradientów hipsometrycznych określony jest równaniami hiperpłaszczyzn regresji. Wskazują na to relatywnie wysokie wartości współczynników korelacji cząstkowej. Na ogół przyrostowi zachmurzenia odpowiada wzrost gradientów hipsometrycznych. Wyjątkiem jest półrocze ciepłe, gdy spadek zachmurzenia pociąga za sobą wzrost pionowych gradientów temperatury powietrza wyzwalających intensywną konwekcję termiczną. Przyrostowi prędkości wiatru towarzyszy w ciągu całego roku nasilenie pionowej wymiany powietrza, które w górach – odmiennie niż w terenie równinnym – powoduje wzrost pionowych gradientów temperatury powietrza.

Wyniki pracy, wraz z wyznaczonymi równaniami prostych i hiperpłaszczyzn regresji, mają przede wszystkim znaczenie poznawcze. Otrzymane wzory aproksymujące pole temperatury powietrza w górach można także wykorzystać w prognozach klimatologicznych.

Summary

The vertical air temperature gradients in Sudety Mountains

The paper presents the calculation of the vertical air temperature gradients for the free atmosphere within the mountainous area of the southern part of Poland (separately for the Carpathians and the Sudety Mts.) and the northern slope of the Karkonosze Mts., the highest part of the Sudety Mts. The gradients were determined on the basis of the analysis of the aerological diagrams with the least squares technique and the method of differential quotient between the air temperature values noted at the neighbouring weather stations. The average annual gradient of air temperature – irrespective of the method applied and the spatial scale – was equal $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ of altitude.

The gradients calculated feature the typical – for the moderate latitudes – annual course, with the lowest values in the cooler part of the year ($0.4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), and the highest – in the months of the warmer half-year ($0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). This is the result of the annual changes in the radiation balance: in the winter months the long-wave out-radiation from the active surface dominates, leading to the decrease of the gradient values, while in the summer months the heating of the earth's surface dominates, entailing the increase of the air temperature differences in the vertical profile of the boundary layer of the atmosphere.

Each of the methods of calculation of the vertical gradients of air temperatures gives the correct image of the directions and range of temperature changes corresponding to the increase of the altitude above the sea level. These methods, though, serve different purposes, since they define the properties of the thermal conditions existing in the free atmosphere (aerological gradients) and in the so-called mountain atmosphere. In the second case the geographical gradients define the features of the macroclimate, while the hypsometric ones – of the climate associated with the influence of the mesoforms of the surface relief. A comparison of the geographical or hypsometric gradients with the aerological ones gives the opportunity of developing the description of the influence exerted by the earth's surface on air temperature field observed in the free atmosphere.

Przykład 2

Badr Jaddoa Ahmed, 2001, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku*, [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).

Celem pracy jest określenie wpływu czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych w Iraku.

Zbadano zależność pól temperatury powietrza (średnia dobową, maksymalną, minimalną, dobową amplitudę) i opadów atmosferycznych (suma miesięczna) od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza.

Problem rozwiązano na podstawie wyników pomiarów wykonanych w dziesięcioleciu 1971-1980 na stacjach meteorologicznych Irackiej Organizacji Meteorologicznej.

Najistotniejsze cechy klimatu Iraku opisują roczne przebiegi podstawowych elementów meteorologicznych: usłonecznienie, promieniowanie całkowite, temperatura powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A), ciśnienie pary wodnej, wilgotność względna, opad atmosferyczny,

ciśnienie, prędkość wiatru, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą, liczba dni z opadem i burzą.

Średnie wartości elementów meteorologicznych w latach 1971-1980 są wynikiem kompleksowego wpływu czynników geograficznych na intensywność obiegu ciepła i pary wodnej oraz cyrkulacji atmosferycznej w okołozwrotnikowych szerokościach geograficznych.

Zakres rocznych zmian przeciętnego stanu atmosfery wynosi:

Zmienne meteorologiczne	Max	Min
Promieniowanie całkowite (KJ/cm ²)	96,0	36,9
Uśonecznienie (godz.)	361,4	180,4
Średnia temperatura powietrza (°C)	33,1	8,4
Temperatura maksymalna (°C)	41,4	13,7
Temperatura minimalna (°C)	24,8	2,9
Dobowa amplituda temperatury (°C)	17,5	10,7
Ciśnienie pary wodnej (hPa)	12,8	8,5
Wilgotność względna powietrza (%)	71	23
Opad atmosferyczny (mm)	65,7	0,0
Ciśnienie atmosferyczne (hPa)	1020,0	996,0
Prędkość wiatru (m/s)	3,6	2,1

Dokonano próby oddzielenia zmian elementów meteorologicznych uwarunkowanych położeniem geograficznym (kątem padania promieni słonecznych i długością dnia, odległością od Oceanu Atlantyckiego i Morza Śródziemnego) od zmian wywołanych ukształtowaniem powierzchni Iraku. W tym celu pola zmiennych meteorologicznych opisano równaniami hiperpłaszczyzn regresji względem szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). Na przykład w półroczu chłodnym i ciepłym mają one postać:

Półrocze chłodne		R
T	$= -0,545\varphi + 0,265\lambda - 0,35H + 21,71$	0,97
T_{\max}	$= -0,796\varphi + 0,057\lambda - 0,54H + 46,08$	0,98
T_{\min}	$= -0,285\varphi + 0,490\lambda - 0,16H - 3,83$	0,87
A	$= -0,512\varphi - 0,443\lambda - 0,40H + 50,45$	0,85
Półrocze ciepłe		
T	$= -0,214\varphi + 0,498\lambda - 0,38H + 15,39$	0,94
T_{\max}	$= -0,407\varphi + 0,190\lambda - 0,69H + 44,15$	0,96
T_{\min}	$= -0,064\varphi + 0,663\lambda - 0,24H - 5,37$	0,80
A	$= -0,343\varphi - 0,969\lambda - 0,45H + 49,40$	0,66

Miarami oddziaływania tych najważniejszych czynników geograficznych na klimat są składowe: południkowa $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$, równoleżnikowa $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$ i hipsometryczna $\frac{\partial y}{\partial H}$ gradientu pola –

wektora $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda}, \frac{\partial y}{\partial H} \right]$, czyli współczynniki regresji cząstkowej. Gradient pola tem-

peratury powietrza wskazuje, iż w półroczu chłodnym temperatura spada ku północy Iraku o $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, wzrasta w kierunku wschodnim o $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ i maleje o $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

Zakres rocznych zmian gradientów południkowych ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$), równoleżnikowych ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$) i hipsometrycznych ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) temperatury powietrza wynosi:

	T	T_{\max}	T_{\min}	A
gradient południkowy	$-0,77 \div 0,19$	$1,01 \div 0,06$	$-0,54 \div 0,33$	$-0,65 \div -0,18$
gradient równoleżnikowy	$0,17 \div 0,51$	$-0,04 \div 0,30$	$0,38 \div 0,73$	$-0,56 \div -0,28$
gradient hipsometryczny	$-0,52 \div -0,25$	$-0,77 \div -0,36$	$-0,34 \div 0,02$	$-0,61 \div -0,22$

W ten sposób wyznaczone gradienty horyzontalne $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda} \right]$ o składowych południ-

kowej i równoleżnikowej 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 Oceanu Atlantyckiego i Morza Śródziemnego.

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni – wysokość nad poziomem morza. Miarą tej deformacji są gradienty hipsometryczne. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza obserwuje się spadek temperatury powietrza:

Średnia dobową (T)	$- 0,2 \div 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
Temperatura maksymalna (T_{\max})	$- 0,4 \div 0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
Temperatura minimalna (T_{\min})	$- 0,0 \div 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
Amplituda dobową (A)	$- 0,2 \div 0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$

Największy spadek na 100 m wykazuje temperatura maksymalna w czerwcu ($0,8^{\circ}\text{C}$), średnia dobową ($0,5^{\circ}\text{C}$) w okresie wiosenno-letnim (marzec-lipiec) temperatura minimalna ($0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) w miesiącach styczeń-czerwiec, a dobową amplitudą ($0,6^{\circ}\text{C}$) w miesiącach jesiennych (wrzesień-listopad).

Należy zauważyć, iż przeciętny gradient hipsometryczny temperatury powietrza na obszarze Iraku w niektórych miesiącach jest zbliżony do gradientu suchoadiabatycznego ($-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Ponadto gradienty hipsometryczne mają dużą amplitudę roczną, istotną na poziomie 5%.

Nieco inny sens statystyczny mają gradienty: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne określone przez równania prostych regresji. Opisują one obserwowane przyrosty zmiennych meteorologicznych na jeden stopień szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz na 100 m wysokości. Nie uwzględniają one jednak współzależności między wysokością nad poziomem morza i położeniem geograficznym.

Natomiast gradient horyzontalny pola – wektor według równania hiperpłaszczyzny regresji – wskazuje kierunek wzrostu zmiennej meteorologicznej po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziomem morza. W przypadku pola temperatury powietrza jest to gradient horyzontalny zredukowany do poziomu morza.

Różnice między gradientami wyznaczonymi wg równań prostych i hiperpłaszczyzn regresji można przyjąć jako miarę deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu.

Ten sam rząd wielkości mają geograficzne gradienty temperatury powietrza w Polsce określone równaniami hiperpłaszczyzn regresji na podstawie danych z dziesięciolecia 1971-1980.

Wskaźnikiem oddziaływania lokalnych czynników geograficznych, takich jak formy terenu, czy zbiorniki wodne, są różnice między wartościami zmierzonymi i obliczonymi z równań hiperpłaszczyzn regresji. Różnice ujemne w kotlinach śródgórskich spowodowane są częstymi inwersjami temperatury powietrza.

Znamienna jest również zmiana znaku w ciągu roku, z dodatniego zimą na ujemny latem w otoczeniu zbiorników wodnych.

Dokładność aproksymacji pól temperatury i opadów równaniami hiperpłaszczyzn regresji jest duża, według testu Fishera-Snedecora wszystkie współczynniki korelacji wielokrotnej są istotne na poziomie ufności 95%. Na podstawie testu t_j – Studenta we wszystkich miesiącach gradienty hipsometryczne (współczynniki korelacji cząstkowej względem H) są istotne na poziomach ufności 95% lub 90%. Stąd wniosek, że w populacji generalnej istnieje duża zależność pól zmiennych meteorologicznych od wysokości nad poziomem morza.

W uzupełnieniu trzeba zwrócić uwagę na to, że gradienty równoleżnikowe i , w niektórych miesiącach, południkowe są stosunkowo małe, nieistotne na poziomie ufności 95% lub 90%. Hipotetyczne hiperpłaszczyzny regresji (w populacji) zawierają się w przedziałach ufności $y(\varphi, \lambda, H) \pm 3\delta$ (δ – błąd standardowy), z prawdopodobieństwem 9,9%.

Określenie zakresu oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych ma istotne znaczenie w modelowaniu przestrzenno-czasowych zmian klimatu w szerokościach okołozwrotnikowych.

Summary

The influence of geographic factors on the climate of Iraq

The paper, having a methodological-cognitive character, proposes the empirical formulae for the spatial distribution of both air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) and precipitation over the area of Iraq, along with their dependence upon the geographical co-ordinates and the altitude above the sea level.

The most important results presented include the equations of regression lines and hyperplanes expressing the dependence of the meteorological elements (air temperature and precipitation) upon the latitude (φ) and longitude (λ), and the altitude above the sea level (H).

Before the consideration of the primary subject of the paper an analysis was presented of the periodical changes in air temperature and precipitation over the period 1941-1980 at the selected weather stations.

Air temperature is characterised by a much smaller year-to-year variability in comparison with precipitation. Thus, for instance, in Baghdad, the range of fluctuations of the average air temperature over the entire period of four decades is 2.8°C (between 24.2°C in 1960 and 21.4°C in 1974 and 1976). On the other hand, the range variability of annual precipitation sums is at 252 mm (between 324 mm in 1953 and 72 mm in 1952).

The research cycle closes with the comparison of the geographical gradients of the meteorological variables in the tropical latitudes (Iraq) and in the moderate ones (Poland). According to the equations of the regression hyperplane the values of air temperature in the two countries display a decrease as the latitude increases. Exceptions are observed in July and August, when in Iraq the values of temperature gradients with respect to the latitude are positive.

The values of temperature gradients with respect to the longitude during the year are positive, with the temperature increasing in Poland towards the East only between April and August (inclusive), and a decrease in this direction observed in the remaining months.

Both in Poland and in Iraq air temperature displays a decrease with the increase of altitude above the sea level, irrespective of the season of the year. Between March and December the decrease is bigger in Poland than in Iraq.

In case of precipitation the values of gradients in Iraq suggest their increase along with the increase of the latitude in all the raining months. Such a situation takes place only in August and then between October and December. During the remaining months the decrease of the precipitation sums towards the North is observed.

During the entire raining season the sums of precipitation in Iraq increase in the eastern direction. The tendency in Poland quite opposite, except for the period between June and August, and in October.

The hypsometric gradients of the annual sums of precipitation are positive both in Iraq and in Poland during the whole year, though in Iraq the biggest increase of precipitation with altitude takes place in the Spring, while in Poland – in the Summer.

Przykład 3

Nguyen Van Than, 1992, Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu Stopa- Boryczka M., Van Than N., Dependence of climate upon geographical factors in Poland and in Vietnam, *Miscellanea Geographica*, t. 5, s.45-51 (skrót pracy).

The purpose of the present paper is to define the most important features of climates of Poland and Vietnam, resulting from their location, respectively, in moderate and tropical latitudes.

Analysis performed concerned dependence of such climatological elements as air temperature and humidity, precipitation and wind velocity upon longitude and latitude as well as elevation above the sea level. The analysis was carried out on the basis of measurements made over the period 1971-1980 in meteorological stations of the Institute of Meteorology and Water Economy (Poland) and the Vietnamese Hydrological-Meteorological Service.

General features of climate of Poland and Vietnam are described by annual changes of the climatological elements considered: air temperature (daily average t), water vapour pressure (e), precipitation (sum O_p) and wind velocity (v), see Tab. 1.

Table 1. The range of annual changes in climatological elements in Poland ($\varphi=52^\circ$ N, $\lambda= 19^\circ$ E, $H= 221$ m) and in Vietnam ($\varphi= 16^\circ$ N, $\lambda= 106^\circ$ E, $H=1000$ m) in the years 1971-1980

Climatological elements	Poland		Vietnam	
	Min	Max	Min	Max
Average air temperature ($^\circ\text{C}$)	-3.4	17.3	18.4	26.5
Water vapour pressure (hPa)	4.5	15.6	17.5	28.5
Precipitation (mm)	32.4	103.9	23.0	313.0
Wind velocity (m/s.)	2.7	4.1	1.6	2.4

Average values of climatological elements in the years 1971-1980 result from complex influences of geographical factors upon the intensity of heat and water vapour flows and atmospheric circulation in the moderate (Central Europe) and tropical (South-Eastern Asia) latitudes. An effort was made to distinguish the changes of climatological elements determined by geographical location (sun angle and day length, distance of Poland from Atlantic Ocean and of Vietnam from South-Chinese Sea) from the changes caused by land relief of countries analysed. To that end, the fields of climatological variables were described with equations of regression hyperplanes determined with regard to latitude (φ) and longitude (λ) and altitude above the sea level (H):

Cooler half-year, Poland:		<i>R</i>
<i>t</i>	= - 0.396 φ - 0.262λ - 0.455 <i>H</i> + 28.240	0,97
<i>e</i>	= - 0.086 φ - 0.052 λ - 0.160 <i>H</i> + 11.84	0,95
<i>O_p</i>	= 2.157 φ - 0.829 λ + 4.430 <i>H</i> - 65.80	0,90
<i>v</i>	= 0.505 φ + 0.021 λ + 0.407 <i>H</i> - 23.85	0,72
Cooler half-year, Vietnam:		
<i>t</i>	= - 0.678 φ - 0.200 λ - 0.487 <i>H</i> + 54.90	0,98
<i>e</i>	= - 0.592 φ - 0.227 λ - 0.522 <i>H</i> + 55.80	0,92
<i>O_p</i>	= -3.824 φ + 3.693 λ - 3.604 <i>H</i> - 299.50	0,35
<i>v</i>	= 0,031φ + 0.341 λ + 0.017 <i>H</i> - 34.94	0,53
Warmer half-year, Poland:		
<i>t</i>	= -0.463 φ + 0.031 λ - 0.622 <i>H</i> + 38.19	0,98
<i>e</i>	= -0.250 φ + 0.037 λ - 0.330 <i>H</i> + 26.73	0,97
<i>O_p</i>	= -1.440 φ + 0.700 λ + 5.525 <i>H</i> + 119.32	0,93
<i>v</i>	= 0.376 φ - 0.005 λ + 0.270 <i>H</i> - 17.00	0,70
Warmer half-year, Vietnam:		
<i>t</i>	= -0.025 φ + 0.045 λ - 0.594 <i>H</i> + 23.30	0,98
<i>e</i>	= -0,015 φ - 0.239 λ - 0.776 <i>H</i> + 56.00	0,95
<i>O_p</i>	= 1.736 φ - 24.047λ + 7.184 <i>H</i> + 274.50	0,66
<i>v</i>	= 0,080 φ + 0.286 λ - 0.001 <i>H</i> - 30.13	0,46

The measures of influence of these most important geographical factors upon climate are constituted by the components: meridional, latitudinal and hypsometric of the gradient of the field mentioned $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda}, \frac{\partial y}{\partial H} \right]$ i.e. the coefficients of partial regression.

The gradient of the field of air temperature indicates that in the cooler half year temperature falls towards the North of Poland by 0.4°C/1°φ and towards the North of Vietnam by 0.7°C/1°φ, it falls also in the Eastern direction in Poland by 0.3°C/1°λ and in Vietnam by 0.2°C/1°λ, and decreases along with increasing altitude by 0.5°C/100 meters both in Poland and in Vietnam. The ranges of annual changes of geographical gradients of the climatological elements analysed in Poland and Vietnam are presented in Table 2 and Fig.1-2.

Table 2. The range of annual changes of meridional, latitudinal and hypsometric gradients of temperature (*T*), water vapour pressure (*e*), precipitation (*O_p*) and wind velocity (*v*).

Elements <i>y</i>	Meridional gradient $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$	Latitudinal gradient $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$	Hypsometric gradient $\frac{\partial y}{\partial H}$
Poland			
<i>t</i>	-0.67 to -0.27	-0.29 to 0.16	-0.69 to -0.38
<i>e</i>	-0.41 to -0.00	-0.09 to 0.12	-0.42 to -0.12
<i>O_p</i>	-0.42 to - 4.25	-3.09 to 0.78	3.20 to 7.83
<i>v</i>	0.31 to - 0.53	-0.02 to 0.03	0.23 to 0.46
Vietnam			
<i>t</i>	-0.90 to 0.12	-0.31 to 0.13	-0.66 to -0.41
<i>e</i>	-0.94 to 0.34	-0.59 to 0.20	-0.78 to -0.54
<i>O_p</i>	-15.69 to 17.48	-48.41 to 35.56	-10.31 to 13.51
<i>v</i>	-0.03 to 0.11	0.25 to 0.40	-0.66 to 0.04

Thus determined horizontal gradients $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda} \right]$ having meridional and latitudinal components indicate changes in the values of a given element per 10j and 10 l at the sea level. Elimination of the effect of latitude upon climate made it possible to find out the zonal nature of fields of climatological elements as well as the reach of Western circulation in Poland and monsoon circulation in Vietnam.

The fields of climatological elements are most deformed by land relief – expressed through altitude above the sea level – both in Poland and in Vietnam. The deformation is measured by hypsometric gradients. Along with the increase of altitude above the sea level one can observe the decrease of temperature and of water vapour pressure irrespective of the season. Hypsometric gradients of precipitation sums and wind velocities are in Poland positive over the whole year, while in Vietnam they change their sign in case of precipitation sums from negative in winter months to positive in summer months, while in case of wind velocities – *vice versa*.

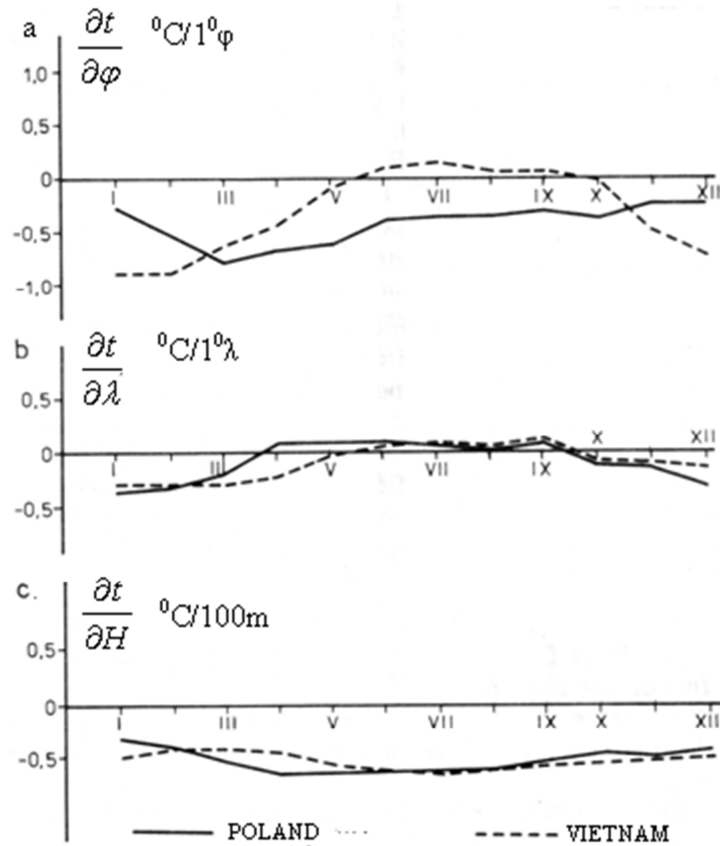


Fig. 1. Annual profile of gradients of average air temperature with regard to latitude (a), longitude (b) and altitude above the sea level (c): according to equations of regression hyperplanes in Poland and Vietnam

The greatest decrease per 100 meters of altitude is observed for air temperature in July (0.5°C in Poland and 0.7°C in Vietnam), and for water vapour in Poland in July-August (0.4 hPa), while in Vietnam in May-June (0.8 hPa). Particularly high hypsometric gradients of precipitation are

observed in Vietnam in June (11 millimeters/100 meters of altitude) and in August (13 mm/100 m). The highest gradients of the same kind are observed in Poland in June (9 mm/100 m) and in July (7 mm/100 m).

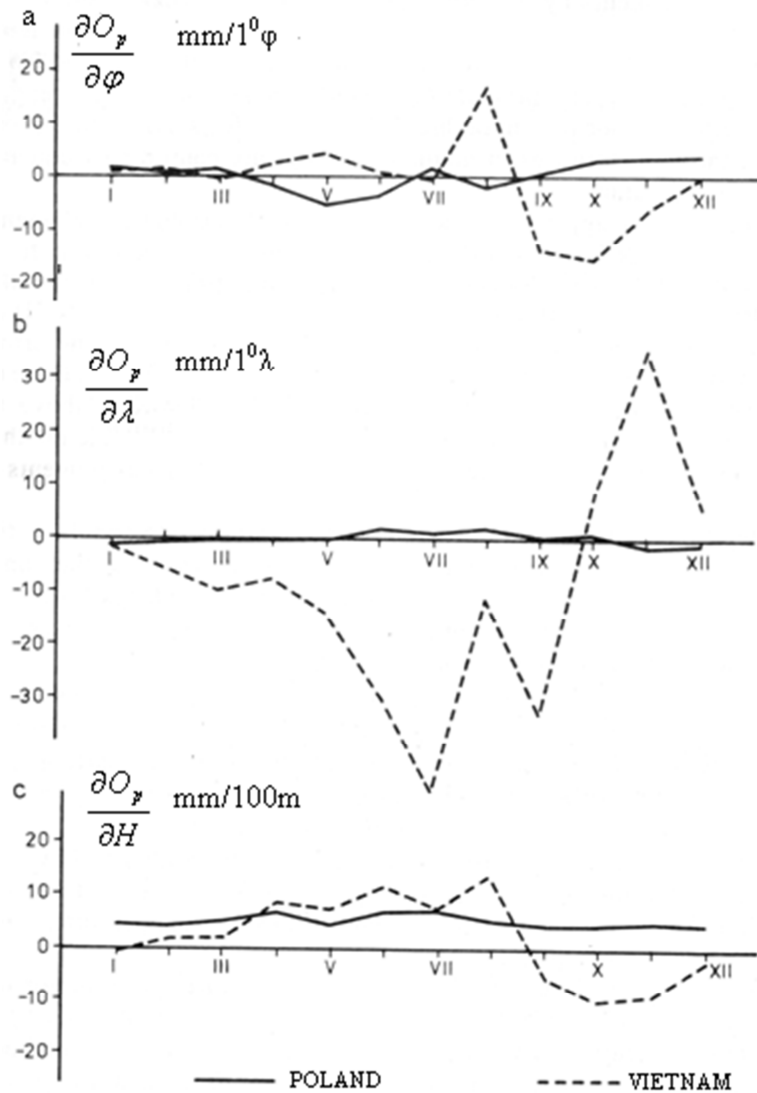


Fig. 2. Annual profile of gradients of precipitation totals with respect to latitude (a), longitude (b) and altitude above the sea level (c): according to equations of regression hyperplanes in Poland

It should be noted that hypsometric gradients of air temperature (averages for the areas of Poland and Vietnam) are in some months close in their value to adiabatic humidity gradients (-0.5°C/100 m). Besides, hypsometric gradients have important annual amplitudes that are significant at the level of 5%.

On the other hand, the meridional, latitudinal and hypsometric gradients defined by equations of linear regression have a somewhat different sense. They describe the observed increments of meteorological variables per one degree of latitude (φ) and longi-

tude (λ) and per 100 meters of altitude. They do not reflect the interrelation between the altitude above the sea level and geographical location.

Finally, the horizontal gradient of the field – the vector along the regression hyperplane – indicates the direction of increase of a climatological variable after the influence of altitude above the sea level has been eliminated. In the case of air temperature field this is a horizontal gradient reduced to the sea level altitude.

Differences between the gradients determined according to regression lines and hyperplanes can be adopted as the measure of deformation of fields of climatological elements by the surface relief (Stopa-Boryczka, Boryczka et al., 1989).

The differences between the measured values and those calculated from equations of regression hyperplanes can be treated as indicators of the strength of influence exerted by local geographical factors, such as relief forms or water bodies. Negative differences in mountain valleys are caused by frequent inversions of air temperature.

The accuracy of approximation of fields of climatological elements with equations of regression hyperplanes is quite high – according to Fisher-Snedecor test all the coefficients of multiple correlation are significant at the level of confidence of 95%. On the basis of t-Student test it can be stated that hypsometric gradients (partial correlation coefficients with regard to H) are significant for most months at the confidence level of 95% or 90%. Therefrom conclusion can be drawn that in the general population of observations there exists a dependence of climatological element fields upon the altitude above the sea level. When compared to altitude above the sea level and to latitude the third factor, i.e. longitude, affects much less the fields of climatological elements both in Poland and in Vietnam.

In order to complement the previous considerations one should notice that gradients are relatively low in some months – insignificant at the confidence levels of 95% or 90%. The hypothetical regression hyperplanes (in the population) are contained in the confidence intervals of $y(\varphi, \lambda, H) \pm 3\sigma$ (where σ is standard error) with probability 99.7%.

Determination of the scope of influence of the most important geographical factors upon the fields of climatological elements has essential importance for spatio-temporal modelling of climate changes in moderate and tropical latitudes.

It is of foremost importance for practical purposes to have equations of regression hyperplanes, which can be used for forecasting of particular climatological elements – estimation of average values, say – monthly, seasonal or annual – where measurements have never been conducted.

By reading from a map the values of φ , λ , H for any locality and by introducing them into equations of regression hyperplanes for Poland and Vietnam we can calculate with high accuracy such quantities as e.g. temperature, humidity, precipitation and wind velocity. Such a kind of notation for the fields of air temperature, precipitation or other climatological elements made it possible to construct appropriate objective maps for Vietnam (see Nguyen Van Than 1990). This problem has been methodologically solved already on the example of Poland (Stopa-Boryczka, Boryczka et al. 1989, 1990).

References

Van Than N., 1990, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu* (Influence of geographical factors on climate of Vietnam; in Polish). Typescript of Ph.D. dissertation prepared at the Department of Climatology of the University of Warsaw. Warszawa, 1989, 1990.

ROZPRAWY UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO

MARIA STOPA-BORYCZKA

CECHY TERMICZNE
KLIMATU POLSKI

WYDAWNICTWA UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
1973

IV. APROKSYMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W EUROPIE

4.1. Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy według wielomianów regresji

Wprowadzenie

W pracy określono 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.

Wyniki dotychczasowych badań

Wielomiany regresji wyższych stopni względem trzech współrzędnych położenia $y = f(\Phi, \Lambda, H)$ tj. szerokości Φ i długości geograficznej Λ – wyrażonych w setkach km oraz wysokości nad poziomem morza H umożliwiają określenie gradientu pola zgodnie z definicją matematyczną – np. pola temperatury powietrza

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

o składowych horyzontalnych wyrażonych w °C/100 km:

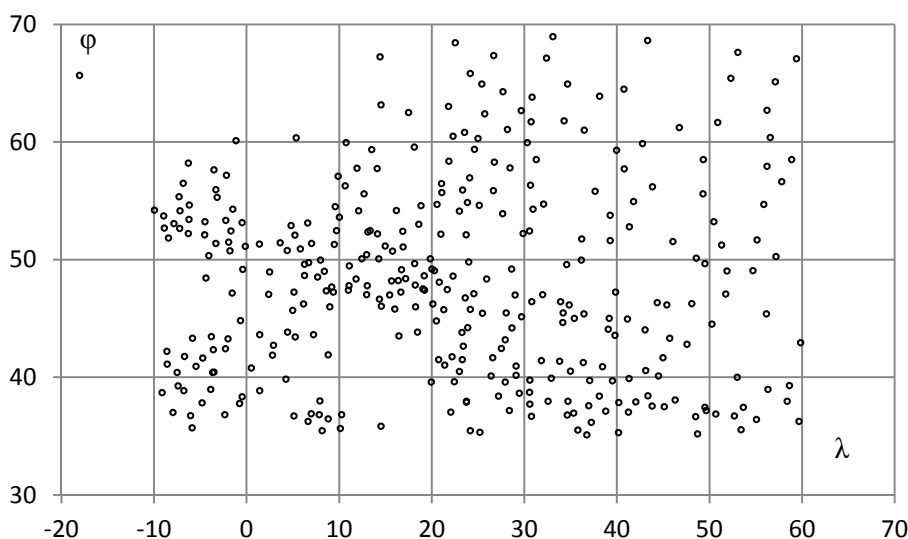
$$\vec{\Gamma} = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda} \right]$$

Pozwoliło to na oddzielenie poziomej zmienności temperatury powietrza w Europie (południkowej i równoleżnikowej) od pionowej (hipsometrycznej). W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji opisują one nie tylko główne cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną. Równania hiperpłaszczyzn regresji

$$y = a_0 + a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H$$

określają średnie gradienty: południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1$, równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2$ i hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3$ na badanych obszarach.

Natomiast wielomiany regresji wyższych stopni (drugiego, trzeciego, czwartego) określają lokalne gradienty: południkowe, równoleżnikowe, hipsometryczne w każdym miejscu badanego obszaru (rys. 1).



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Europie (1961-1990)
Fig. 1. Location of meteorological stations in Europe (1961-1990)

Wyeliminowanie wpływu wysokości nad poziomem morza np. na temperaturę powietrza umożliwiło wydzielenie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (i Polski). Jedną z miar tego oddziaływania jest odchylenie gradientów horyzontalnych (przedstawionych na mapach w postaci wektorów $\vec{\Gamma}$) od południków lokalnych (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1994). Strefy wpływu Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Europie wskazują izarytmy azymutów $a = \text{const}$ tj. kąta nachylenia gradientów horyzontalnych – wektorów $\vec{\Gamma}$ do południków miejscowych. W miesiącach zimowych strefa największego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Europie $a > 60^\circ$ obejmuje Półwysep Skandynawski. Granicą strefy średniego oddziaływania Oceanu jest izarytma $a = 30^\circ$ wyodrębniająca północno-zachodnią część Europy (poza górami i Półwyspem Iberyjskim).

Wcześniej E. Romer (1949) i inni oceniali wpływ Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski na podstawie izoterm zredukowanych do poziomu morza przy założeniu stałego (w przestrzeni i czasie) spadku temperatury powietrza z wysokością równego $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Natomiast w *Atlasach* t. VI i t. VIII przedstawiono izarytmny gradientów hipsometrycznych $\frac{\partial y}{\partial H}$ na obszarze Polski i w Europie zmieniających się w ciągu roku.

W Polsce waha się on od $-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w styczniu do $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w lipcu.

Istotne znaczenie praktyczne mają gradienty horyzontalne na poziomie rzeczywistym, wyznaczone na podstawie funkcji aproksymujących $T = f(\varphi, \lambda)$ – bez wysokości nad poziomem morza. Wektory $\vec{\gamma}$ wskazują kierunki wzrostu temperatury powietrza na obszarze Europy. Można je wykorzystać w prognozach geograficznego rozkładu temperatury powietrza w Europie.

Różnice między zmierzonymi wartościami temperatury powietrza i obliczonymi z wielomianów regresji czwartego stopnia (reszty $\varepsilon_i = T_i - f(\varphi_i, \lambda_i)$) potraktowano jako miary deformacji lokalnej pola przez czynniki naturalne (szczyty górskie, doliny, zbiorniki wodne) i antropogeniczne (duże miasta). 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. Są one 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 $\varepsilon_i = -2,5^{\circ}\text{C}$ w górach do $\varepsilon_i = 1,5^{\circ}\text{C}$ na nizinach północnej Europy. Pole temperatury powietrza jest 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 ($\varepsilon_i > 0$).

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

4.2. Gradienty horyzontalne i hipsometryczne pól zmiennych klimatologicznych w Europie

Postępem badań w zakresie zmienności przestrzennej klimatu Europy stanowią równania hiperpłaszczyzn regresji oraz profile: południkowe $f(\varphi)$, równoleżnikowe $f(\lambda)$ i hipsometryczne $f(H)$, określone wielomianami regresji 2-go stopnia zmiennych: usłonecznienie rzeczywiste (U), temperatura powietrza (T), opad atmosferyczny (P), ciśnienie atmosferyczne (p) i prędkość wiatru (v). Aproksymują one średnie pola tych zmiennych meteorologicznych w latach 1961-1990 na obszarze o współrzędnych: $35,1^{\circ} \leq \varphi \leq 69,0^{\circ}$, $-18,8^{\circ} \leq \lambda \leq 59,8^{\circ}$, $0 \leq H \leq 37\text{ hm}$, zmierzonych w punktach o liczebności n : $U - 325$, $T - 350$, $P - 372$, $p - 306$, $v - 135$.

Przestrzenne zróżnicowanie klimatu Europy wynika głównie ze zmian szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza

(Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1990, 1994, Witwicki 1980, Word Survey of Climatology vol. 5, 1970 i vol.6, 1977).

Strefowość elementów klimatologicznych jest zdeterminowana przez szerokość geograficzną (dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi). Warunkuje ona intensywność pionowej i poziomej wymiany ciepła i pary wodnej, której efektem jest spadek temperatury i zawartości pary wodnej ze wzrostem szerokości geograficznej. Intensywność składowej pionowej wymiany ciepła i pary wodnej jest większa w porze letniej niż zimowej. Sprawia to, iż zależność elementów klimatologicznych od szerokości geograficznej jest większa w miesiącach półroczu letniego niż chłodnego. Kontrastowość strefowej klimatu w Europie sprzyja dodatkowo cyrkulacja południkowa. Masy powietrza napływające z wyższych szerokości geograficznych są zawsze chłodniejsze, a z niższych cieplejsze od podłoża. Prowadzi to do większych wartości gradientów temperatury powietrza w stosunku do przeciętnych w strefie umiarkowanej.

Przestrzenny rozkład poszczególnych elementów klimatologicznych (y) w Europie dobrze określają równania regresji liniowej

$$y = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H,$$

gdzie: φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna, H – wysokość nad poziomem morza (tab. 1).

Tabela 1. Równania hiperpłaszczyzn regresji elementów meteorologicznych (y) względem szerokości geograficznej (φ), długości (λ) i wysokości nad poziomem morza H (hm) w Europie (1961-1990)

Table 1. The equation of the regression hyperplane of meteorological variables (y) related to geographical (φ) and longitude (λ) and elevation above sea level H (hm) in Europe (1961-1990)

	Zmienne	$y = a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$	R
Zima	Usłonecznienie	$U = -12,2561\varphi - 0,1093\lambda + 2,2342H + 831,2$	0,874
	Temperatura	$T = -0,6685\varphi - 0,1852\lambda - 0,5189H + 38,00$	0,937
	Opady	$P = -2,2743\varphi - 2,4075\lambda + 3,0747H + 338,8$	0,445
	Ciśnienie	$p = -0,2864\varphi + 0,0718\lambda - 0,0299H + 1029,8$	0,695
	Prędkość wiatru	$v = 0,0508\varphi - 0,0443\lambda + 0,1749H + 1,890$	0,561
Lato	Usłonecznienie	$U = -12,2789\varphi + 3,4642\lambda - 7,4833H + 1329,9$	0,691
	Temperatura	$T = -0,5231\varphi + 0,0865\lambda - 0,4957H + 0,930$	0,930
	Opady	$P = 8,1871\varphi - 1,2191\lambda + 9,9203H - 234,8$	0,666
	Ciśnienie	$p = 0,0346\varphi - 0,1276\lambda - 0,4766H + 1015,3$	0,793
	Prędkość wiatru	$v = 0,0218\varphi - 0,0125\lambda + 0,1174H + 2,328$	0,417
Rok	Usłonecznienie	$U = -37,7621\varphi + 3,6835\lambda + 76,0562H + 3617,6$	0,448
	Temperatura	$T = -0,5941\varphi - 0,0421\lambda - 0,4998H + 40,5$	0,953
	Opady	$P = 7,2106\varphi + 7,6824\lambda + 24,0492H + 429,9$	0,503
	Ciśnienie	$p = -0,1381\varphi - 0,0061\lambda - 0,2653H + 1022,8$	0,453
	Prędkość wiatru	$v = 0,0436\varphi - 0,0282\lambda + 0,1460H + 1,772$	0,531

O dobrej aproksymacji pól zmiennych klimatologicznych w Europie świadczą duże wartości współczynnika korelacji wielokrotnej R . Najdokładniej są określone pola: usłonecznienia (zima – $R = 0,87$, lato $R = 0,69$, rok – $R = 0,45$), temperatury powietrza (zima – $R = 0,94$, lato – $R = 0,93$, rok – $R = 0,95$) i ciśnienia atmosferycznego (zima – $R = 0,70$ lato – $R = 0,79$, rok – $R = 0,45$). Równania opisujące przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych w Europie cechują się współczynnikami korelacji R : zima – $0,45$, lato – $0,67$, rok – $0,50$. Równania opisujące pole prędkości wiatru w Europie cechują się najmniejszymi współczynnikami korelacji R (zima – $0,56$, lato – $0,42$, rok – $0,53$)

Gradienty południkowe w Europie (spadki $-\frac{\partial y}{\partial \varphi} = -a_1$) usłonecznienia i tempera-

tury powietrza są dodatnie w ciągu całego roku, a prędkości wiatru – ujemne. Natomiast gradienty (spadki) sum opadów i ciśnienia atmosferycznego zmieniają znak w ciągu roku z dodatniego zimą na ujemny latem. Usłonecznienie i temperatura powietrza maleje ku północy: w zimie o 12,3 godz. $0,67^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, w lecie odpowiednio – o 12,3 godz. i $0,52^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. Opady atmosferyczne maleją ku północy w zimie o $2,3\text{ mm}/1^\circ\varphi$ a rosną w lecie o $8,2\text{ mm}/1^\circ\varphi$. Ciśnienie atmosferyczne w Europie (zredukowane do poziomu morza) w zimie maleje ku północy o $0,3\text{ hPa}/1^\circ\varphi$, a w lecie prawie nie zmienia się. Niezależnie od pory roku, średni gradient południkowy prędkości wiatru jest zbliżony do zera.

Miarą **oceanizmu** (kontynentalizmu) klimatu Europy jest gradient równoleżnikowy (spadek $-\frac{\partial y}{\partial \lambda} = -a_2$). Długość geograficzna Europy określa odległość od Oceanu

Atlantyckiego i Azji, gdzie znajdują się główne ośrodki niskiego i wysokiego ciśnienia. Na klimat Europy największy wpływ mają: Niż Islandzki i Wyż Azorski utrzymujące się w ciągu całego roku oraz azjatycki ośrodek wysokiego ciśnienia (z centrum nad południową Syberią) występujący zimą. Te ośrodki aktywności atmosferycznej wywierają zasadniczy wpływ na zróżnicowanie klimatu wzdłuż równoleżników. Ruchom mas powietrza oceanicznego z zachodu na wschód i kontynentalnego ze wschodu na zachód poprzez obszar Europy wyjątkowo sprzyja pionowe ukształtowanie powierzchni. Wzniesienia znajdujące się na w północnej części Europy i wyżyny – w południowej stanowią zbyt małą przeszkodę dla równoleżnikowej cyrkulacji mas powietrza. Pasma górskie leżące na południu Europy są przeszkodą dla mas powietrza pochodzącego z niższych szerokości geograficznych. Nie stanowią one jednak przeszkody dla mas powietrza napływających z wyższych szerokości geograficznych nad obszar Europy. To specyficzne położenie Europy względem głównych, najaktywniejszych ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia na półkuli północnej jest przyczyną dużej zmienności układów barycznych i towarzyszących im mas powietrza. W rezultacie prowadzi do znacznej deformacji elementów klimatologicznych nad obszarem Europy.

Gradienty równoleżnikowe usłonecznienia i temperatury powietrza (spadki $-\frac{\partial y}{\partial \lambda} = -a_2$) w Europie zmieniają znak w ciągu roku z dodatniego zimą na ujemny

latem. Świadczy to o przewadze cech oceanicznych na zachodzie, a kontynentalnych na wschodzie Europy. Tak więc usłonecznienie w zimie maleje ku wschodowi o $0,11\text{ godz}/1^\circ\lambda$, a w lecie wzrasta o $3,46\text{ godz.}/1^\circ\lambda$. Temperatura powietrza zaś w miesiącach zimowych spada ku wschodowi o $0,19^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, a w letnich wzrasta o $0,09^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$.

Opady atmosferyczne w zimie bardziej maleją ku wschodowi ($a_2 = -2,4\text{ mm}/1^\circ\lambda$) niż w lecie ($a_2 = -1,2\text{ mm}/1^\circ\lambda$). Natomiast ciśnienie atmosferyczne (zredukowane do poziomu morza) w zimie wzrasta ze wzrostem długości geograficznej o $0,07\text{ hPa}/1^\circ\lambda$, a w lecie zmniejsza się o $0,13\text{ hPa}/1^\circ\lambda$. Prędkość wiatru zarówno w zimie jak też w lecie nieco maleje w kierunku wschodnim. Wpływ długości geograficznej na elementy klimatologiczne najbardziej uwidacznia się w zimie, 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 Europa.

Pola elementów klimatologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni – zależą od wysokości nad poziomem morza.

Gradient hipsometryczny (spadek $-\frac{\partial y}{\partial H} = -a_3$) jest miarą deformacji pól zmien-

nych meteorologicznych przez rzeźbę (wysokość) terenu. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza (H) obserwuje się w ciągu całego roku spadek temperatury powietrza (zima – o $0,52^\circ\text{C}/100$ m, lato – o $0,50^\circ\text{C}/100$ m) i ciśnienia atmosferycznego (zima – o $0,03$ hPa/100 m, lato – o $0,48$ hPa/100 m). Natomiast sumy opadów atmosferycznych i prędkość wiatru w ciągu całego roku są większe na wyższych wysokościach (opady: zima – $a_3 = 3,07$ mm/100 m, lato – $a_3 = 9,92$ mm/100 m, prędkość wiatru: zima – $a_3 = 0,17$ ms⁻¹/100 m, lato – $a_3 = 0,12$ ms⁻¹/100 m). Gradient hipsometryczny usłonecznienia zmienia znak w ciągu roku z dodatniego zimą $-a_3 = 2,23$ godz./100 m na ujemny latem $-a_3 = -7,48$ godz./100 m. Wynika to z kompleksowego oddziaływania pasm górskich czy też ciągów wzniesień na otaczającą atmosferę poprzez zwiększoną powierzchnię czynną. Pionowa wymiana ciepła między powierzchnią Ziemi i atmosferą jest intensywniejsza na obszarach o urozmaiconej rzeźbie w porównaniu z obszarami nizinnymi. Oddziaływanie rzeźby terenu na stan atmosfery wytwarza specyficzny typ klimatu górskiego czy też wyżynnego. W rezultacie w Europie obserwuje się znaczny spadek temperatury powietrza ze wzrostem wysokości nad poziomem morza – średnio o $0,5^\circ\text{C}/100$ m. Należy zauważyć, iż gradient hipsometryczny temperatury powietrza (średni na obszarze Europy jest w lecie zbliżony do pionowego gradientu w swobodnej atmosferze – gradientu wilgotno-adiabatycznego ($\Gamma_w = 0,6^\circ\text{C}/100$ m).

Z wyznaczonych równań wynika, że zmiany w kierunku pionowym są prawie tysiąc razy większe niż poziome – wzdłuż południków. Najlepiej uwidacznia się to w przypadku temperatury powietrza, która maleje ku północy Europy o $0,67^\circ\text{C}$ na 100 km – w miesiącach zimowych i o $0,52^\circ\text{C}$ – w letnich. Natomiast jej pionowy spadek wynosi odpowiednio $0,52$, $0,50^\circ\text{C}$ na 100 m.

4.3. Profile południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne zmiennych klimatologicznych w Europie

Ogólne cechy pól zmiennych klimatologicznych w Europie opisują profile: południkowy – $y(\varphi)$, równoleżnikowy – $y(\lambda)$ i hipsometryczny $y(H)$, określone wielomianami regresji 3. stopnia względem szerokości geograficznej φ i długości λ , wyrażonych w „⁰” oraz wysokości nad poziomem morza – w hm:

$$\begin{array}{ll} \text{profil południkowy} & y(\varphi) = a_0 + a_1\varphi + a_2\varphi^2 + a_3\varphi^3 \\ \text{profil równoleżnikowy} & y(\lambda) = a_0 + a_1\lambda + a_2\lambda^2 + a_3\lambda^3 \\ \text{profil hipsometryczny} & y(H) = a_0 + a_1H + a_2H^2 + a_3H^3 \end{array}$$

Wielomiany regresji 3. stopnia i wykresy badanych zmiennych klimatologicznych: usłonecznienia, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, ciśnienia atmosferycznego (na poziomie morza) i prędkości wiatru w porach roku (zima, lato) przedstawiono na rys. 2-6 i tab. 2. Profile te opisują średnie pola zmiennych klimatologicznych w zimie i lecie. Oceną dokładności aproksymacji są współczynniki determinacji R^2 .

Tabela 2. Zakres zmian zmiennych klimatologicznych w Europie na profilach: południe-północ, zachód-wschód oraz pionowym

Table 2. Meridional, latitudinal and hypsometric changes of climatological variables in Europe (winter-summer)

		Usłonecznienie	Temperatura	Opady	Ciśnienie	Prędkość wiatru	
Zima	φ^0	35,1 69,0	470,25 83,16	7,72 -12,26	222,61 124,25	1019,03 1008,31	3,45 4,46
	λ^0	-18,1 69,8	378,90 267,70	8,93 -9,22	316,28 120,85	1017,72 1019,63	4,88 3,48
	H hm	0 37,0	212,60 333,92	0,35 -17,60	197,50 830,35	1016,00 995,76	4,01 7,18
Lato	φ^0	35,1 69,0	1047,89 779,58	26,20 12,40	-11,74 121,62	1008,88 1012,02	4,04 4,04
	λ^0	-18,1 59,8	710,90 912,53	16,58 20,08	111,07 63,93	1018,65 1007,67	3,49 3,41
	H hm	0 37,0	780,80 346,53	18,35 -14,28	167,30 970,64	1013,00 942,92	3,25 7,62

Profile południkowe zmiennych klimatologicznych $y(\varphi)$ wskazują ich średnią zmienność wzdłuż południków z południa na północ w przedziale: $35,1^0 \leq \varphi \leq 69,0^0$. Zmiany południkowe spełniają w ciągu całego roku w przybliżeniu zasadę strefowości klimatu Ziemi „spadek usłonecznienia i temperatury powietrza ze wzrostem szerokości geograficznej φ ”.

Wielomiany regresji 3. stopnia $y(\varphi)$:

$$\begin{aligned} \text{Zima } U &= -0,007173 \varphi^3 + 1,468548 \varphi^2 - 104,90424 \varphi + 2\ 666,073270, & R^2 &= 0,813679 \\ \text{Lato } U &= -0,015646 \varphi^3 + 3,126218 \varphi^2 - 203,740562 \varphi + 5\ 052,193995, & R^2 &= 0,391683 \\ \text{Zima } T &= -0,001232 \varphi^3 + 0,187048 \varphi^2 - 9,858501 \varphi + 178,415373, & R^2 &= 0,507230 \\ \text{Lato } T &= -0,000630 \varphi^3 + 0,106193 \varphi^2 - 6,234288 \varphi + 142,378059, & R^2 &= 0,616896 \end{aligned}$$

opisujące spadek usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie ze wzrostem szerokości geograficznej cechują się dużymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,902$, $R = 0,626$, $T - R = 0,712$, $R = 0,785$). Usłonecznienie (rys. 2) zmienia się: zimą od 501,6 godz. na południu Europy do 67,0 godz. na północy, a latem od 1110,0 godz. do 736 godz.. Temperatura powietrza na obszarze Europy (rys.3) maleje zimą od $7,9^0\text{C}$ do $-13,9^0\text{C}$, a latem od ponad $27,3^0\text{C}$ do $11,2^0\text{C}$. Opady atmosferyczne w zimie maleją ku północy Europy od 222,6 do 124,3 mm. Pole ciśnienia charakteryzuje się maksimumami: zima $-p = 1019,3$ hPa, $\varphi = 35,1^0$, lato $p = 1008,1$ hPa, $\varphi = 68,9^0$.

Profile równoleżnikowe zmiennych klimatologicznych $y(\lambda)$ w Europie charakteryzują ich średnią zmienność z zachodu na wschód w przedziale $-18,8^0 \leq \lambda \leq 59,8^0$. Wskazują one, że pola $y(\varphi, \lambda, H)$ w Europie są deformowane oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego – głównie w miesiącach zimowych.

Wielomiany regresji 3. stopnia $y(\lambda)$:

$$\begin{aligned} \text{Zima } U &= 0,002655\lambda^3 - 0,113073\lambda^2 - 2,094002\lambda + 286,352545 & R^2 &= 0,0948 \\ \text{Lato } U &= -0,000466\lambda^3 + 0,054653\lambda^2 + 1,267819\lambda + 732,225088 & R^2 &= 0,1056 \\ \text{Zima } T &= -0,000070\lambda^3 + 0,005782\lambda^2 - 0,302506\lambda + 4,466267 & R^2 &= 0,2865 \\ \text{Lato } T &= -0,000035\lambda^3 + 0,003149\lambda + 0,010732\lambda + 17,268494 & R^2 &= 0,0864 \end{aligned}$$

opisujące zmiany usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie ze wzrostem długości geograficznej cechują się znacznie mniejszymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,308$, $R = 0,324$, $T - R = 0,535$, $R = 0,294$).

Usłonecznienie w zimie maleje w kierunku wschodnim od maksimum 471 godz ($\lambda=0,5^\circ$) do minimum 200 godz. na południku $\lambda = 42,1^\circ$. Temperatura powietrza prawie liniowo zmienia się z zachodu na wschód: w zimie spada od 8,0 do $-14,9^\circ\text{C}$, a w lecie wzrasta od 18,3 do $20,9^\circ\text{C}$. W zimie maleją w kierunku wschodnim sumy opadów atmosferycznych od 316,3 do 120,9 mm oraz prędkość wiatru od 4,9 do 3,5 m/s.

Profile hipsometryczne zmiennych klimatologicznych $y(H)$ w Europie charakteryzują ich średnią pionową zmienność w przedziale $0 \leq H \leq 37$ hm.

Wielomiany regresji 3 stopnia $y(H)$:

Zima	$U = -0,001784H^3 - 0,178859H^2 + 11,977759H + 213,247059$	$R^2 = 0,0863$
Lato	$U = 0,020333H^3 - 1,447329H^2 + 17,726036H + 773,963988$	$R^2 = 0,0456$
Zima	$T = -0,00116H^3 + 0,027488H^2 - 0,246225H + 0,625935$	$R^2 = 0,0339$
Lato	$T = -0,000460H^3 - 0,023833H^2 + 0,496296H + 18,468186$	$R^2 = 0,1499$

opisujące zależność usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie od wysokości nad poziomem morza (hm) cechują się znacznie mniejszymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,294$, $R = 0,213$, $T - R = 0,184$, $R = 0,387$). Usłonecznienie w zimie wzrasta od 212, do 344 godz. – na wysokości $H = 31,1$ hm, a w lecie – rośnie od 832,0 (0,47) do 1007,9 (13,45 hm), a następnie maleje do 490,0 godz. na poziomie 31,1 hm.

Temperatura powietrza w zasadzie maleje ze wzrostem wysokości nad poziomem morza: w zimie od $-0,43^\circ\text{C}$ (0,42) do $-12,2^\circ\text{C}$ na poziomie $H_x = 31,1$ hm, a w lecie – maleje od 19,2 (0,4) do $1,4^\circ\text{C}$, z maksimum $T = 20, 8^\circ\text{C}$ na poziomie 12,08 hm.

Profile hipsometryczne zimowych i letnich sum opadów atmosferycznych są określone wielomianami regresji 3. stopnia (o współczynnikach korelacji $R = 0,311$, $R = 0,463$);

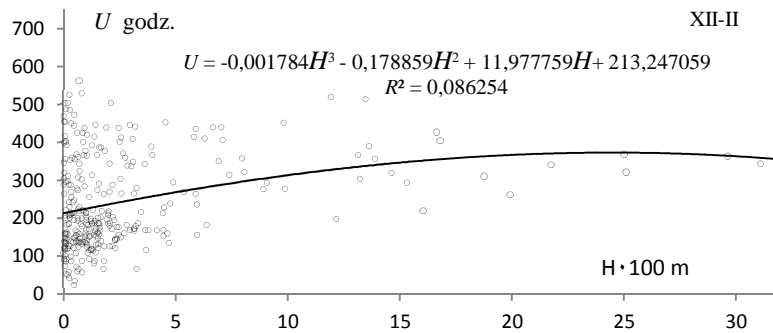
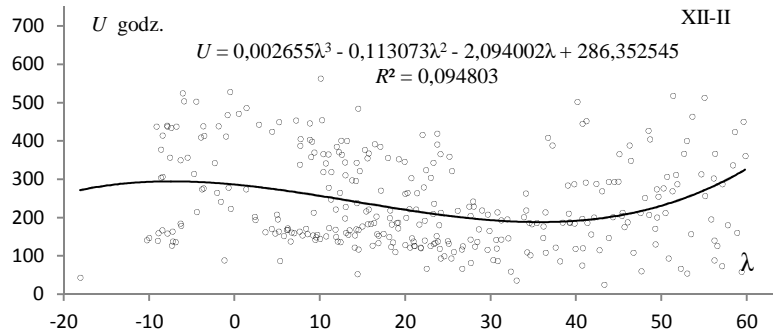
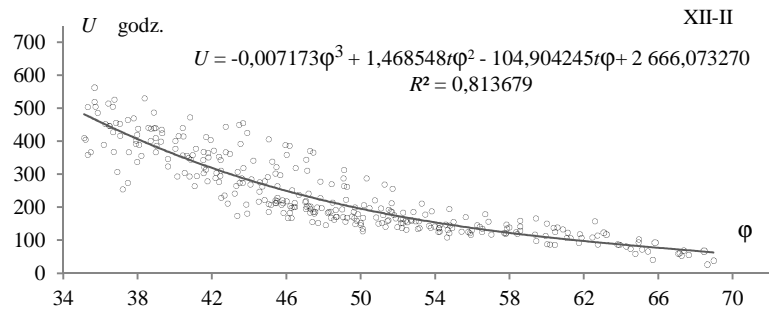
Zima	$O = 0,016183H^3 + 0,179748H^2 - 7,230054H + 193,359532$	$R^2 = 0,0971$
Lato	$O = 0,067330H^3 - 1,610896H^2 + 7,761172H + 149,85596$	$R^2 = 0,2147$

Opady atmosferyczne w Europie w zasadzie wzrastają ze wzrostem wysokości nad poziomem morza: w zimie od 140 (0,4) do 674,0 mm (31,9 hm) – z minimum 123 mm na wysokości 2,85 hm, a w lecie od 189 do 72,5 mm – z minimum 557 mm na poziomie 5,9 hm.

Zależność prędkości wiatru od wysokości H wyrażają wielomiany regresji 3. stopnia (o współczynnikach korelacji $R = 0,518$, $R = 0,451$);:

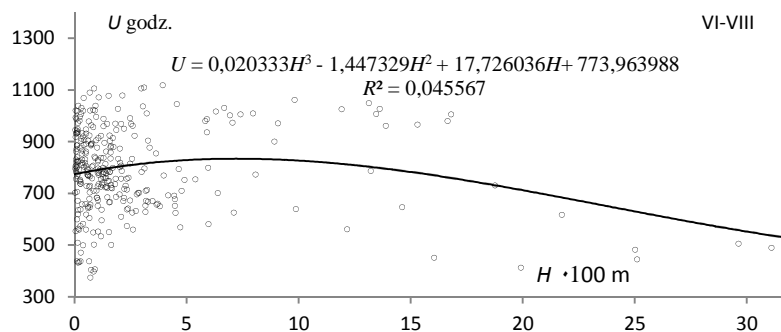
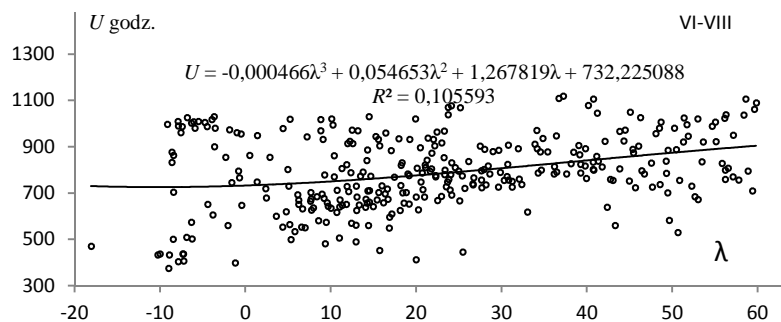
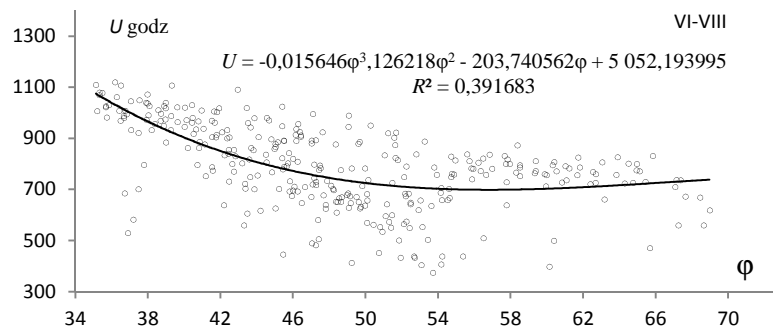
Zima	$v = -0,001620H^3 + 0,080271H^2 - 0,778272H + 4,507740$	$R^2 = 0,2678$
Lato	$v = -0,001049H^3 + 0,044832H^2 - 0,330039H + 3,576529$	$R^2 = 0,2032$

Prędkość wiatru w Europie ogólnie wzrasta ze wzrostem wysokości: zimie od 3,8 do 8,37 m/s – z minimum $v_{\min} = 2,47$ m/s na poziomie $H = 5,95$ hm, a w lecie od 3,50 (0,1) do 7,17 m/s (25,1) – z minimum $v = 2,3$ m/s na wysokości $H = 3,15$ hm.

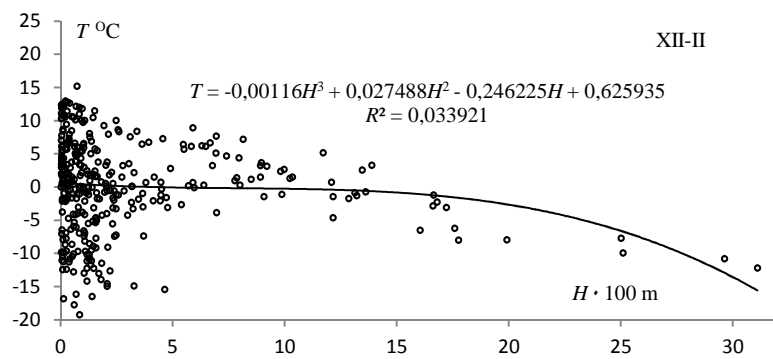
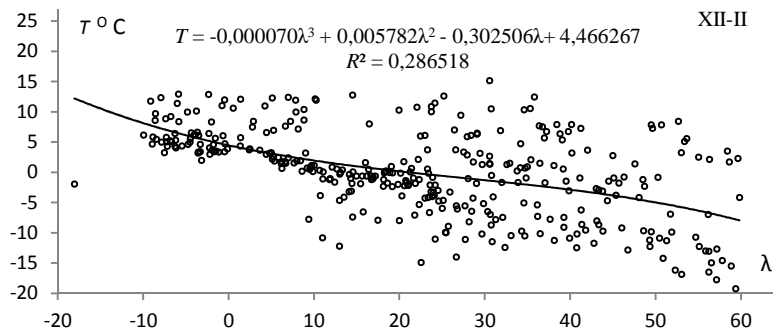
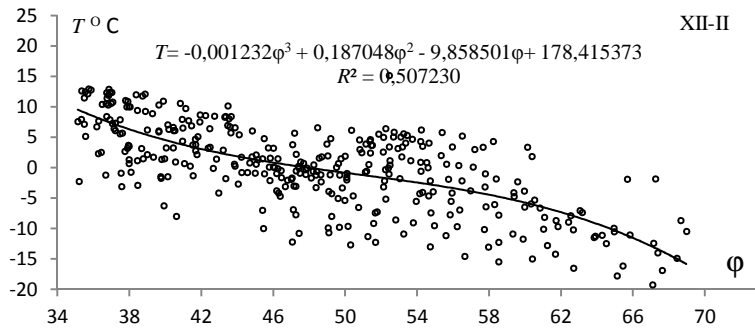


Rys. 2a. Zależność usłonecznienia w Europie od: szerokości geograficznej φ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , XII-II – Zima

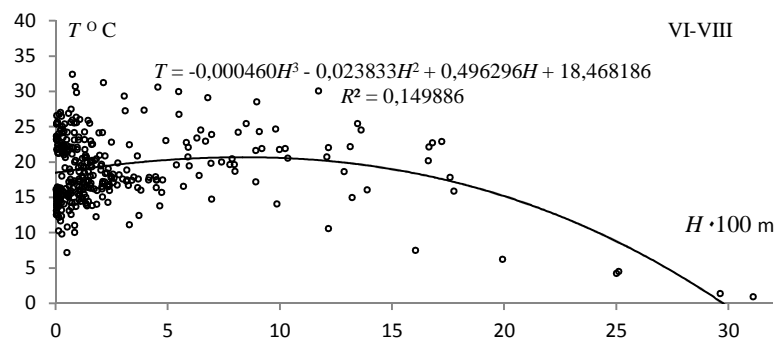
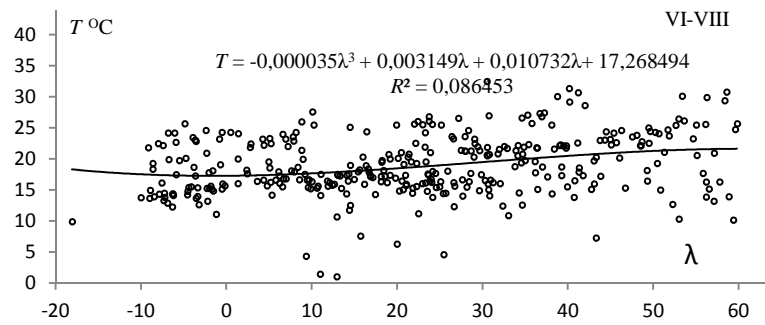
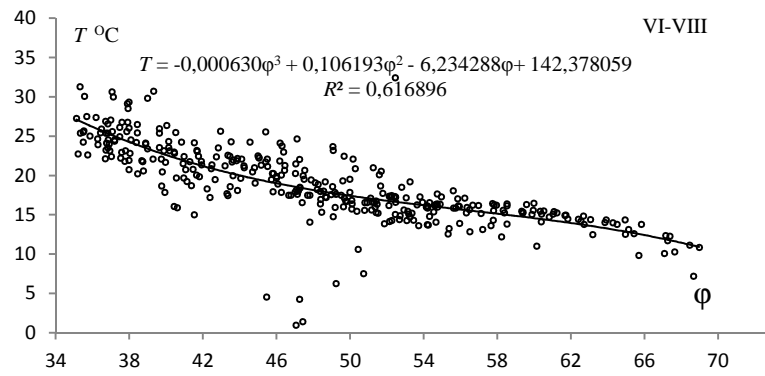
Fig. 2a. Dependence of real sunshine in Europe from latitude φ° , longitude λ° and altitude above sea level H , XII-II – Winter



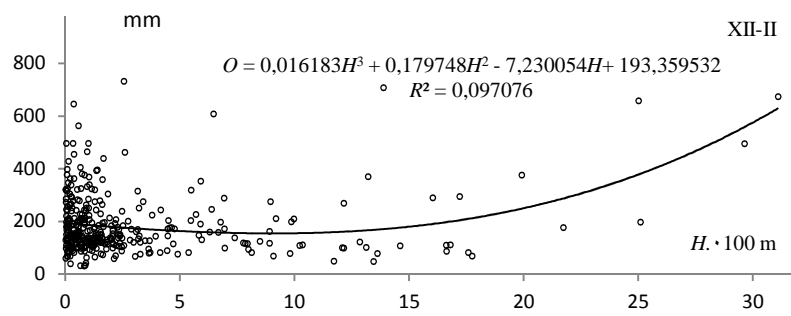
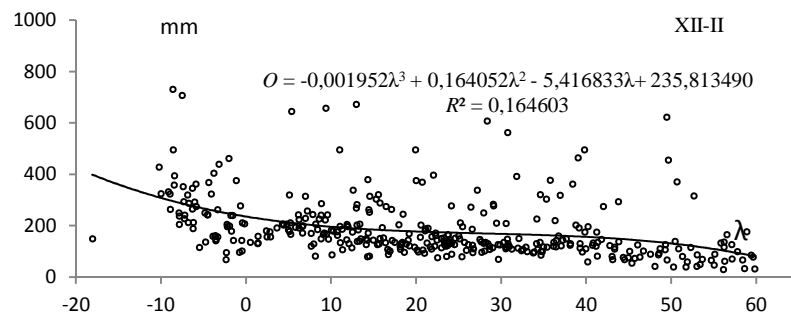
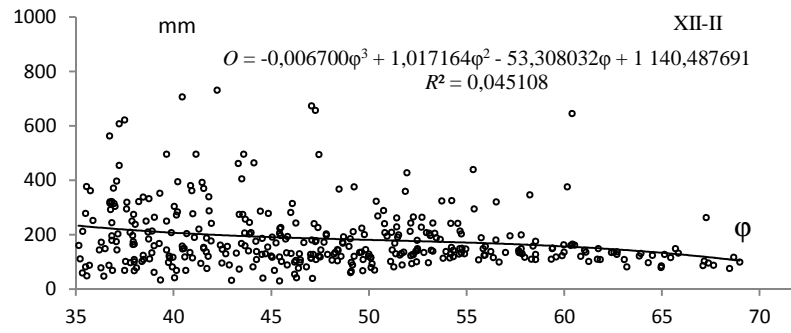
Rys. 2b. Zależność usłonecznienia w Europie od: szerokości geograficznej ϕ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , VI-VIII – Lato
Fig. 2b. Dependence of real sunshine in Europe from latitude ϕ° , longitude λ° and altitude above sea level H , VI-VIII – Summer



Rys. 3a. Zależność temperatury powietrza w Europie od: szerokości geograficznej ϕ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , XII-II – Zima,
Fig. 3a. Dependence of air temperature in Europe from latitude ϕ° , longitude λ° and altitude above sea level H , XII-II – Winter

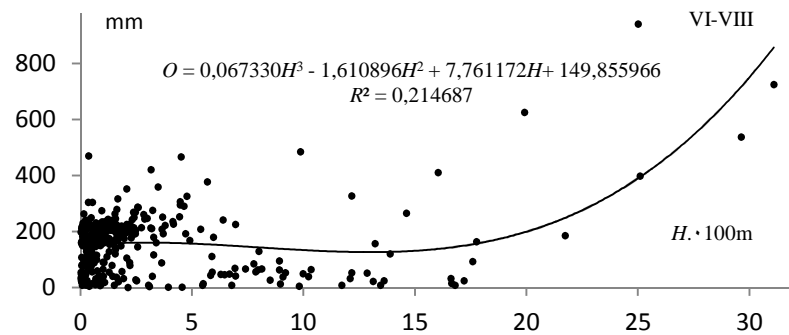
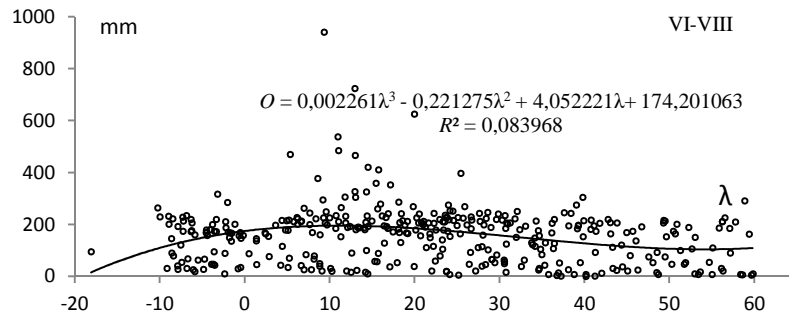
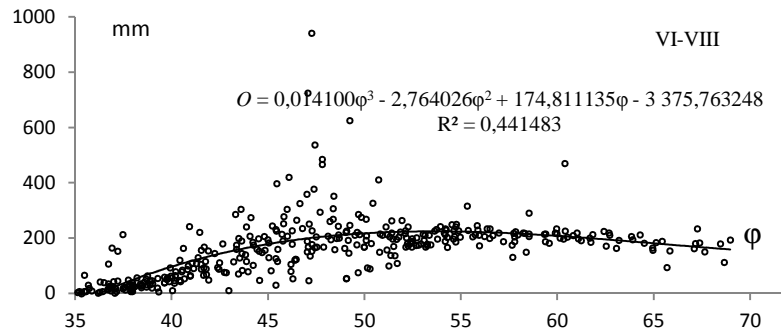


Rys. 3b. Zależność temperatury powietrza w Europie od: szerokości geograficznej ϕ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , TII-II – Zima, VI-VIII – Lato
Fig. 3b. Dependence of air temperature in Europe from latitude ϕ° , longitude λ° and altitude above sea level H , TII-II – Winter, VI-VIII – Summer



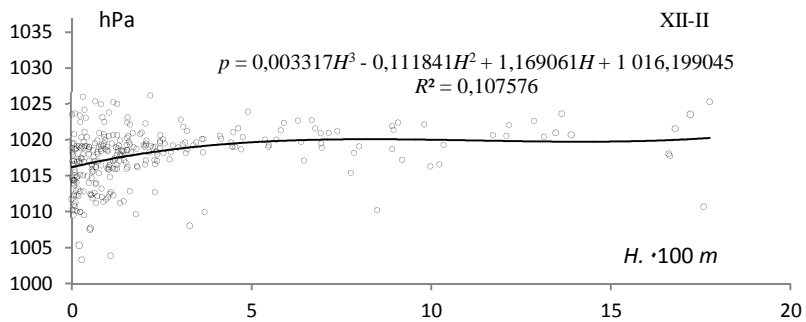
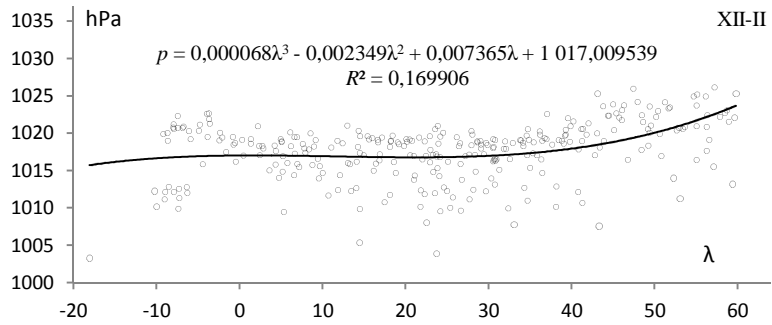
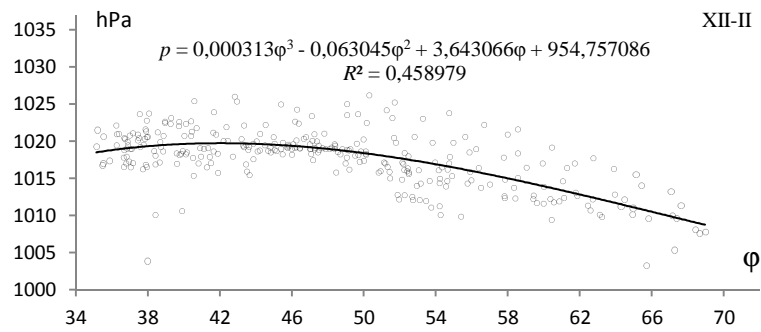
Rys. 4a. Zależność opadów atmosferycznych w Europie od: szerokości geograficznej φ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , XII-II – Zima

Fig. 4a. Dependence of atmospheric precipitation in Europe from latitude φ° , longitude λ° and altitude above sea level H , XII-II – Winter



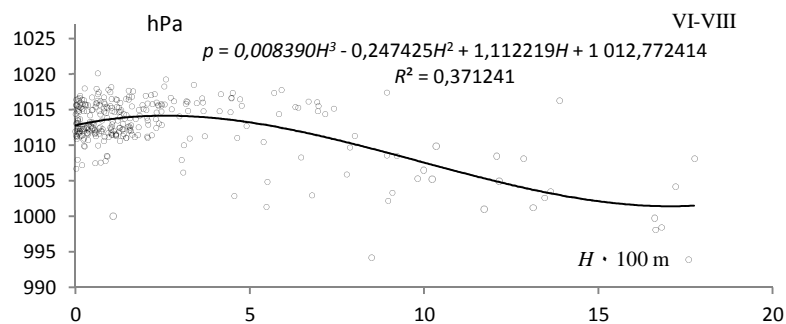
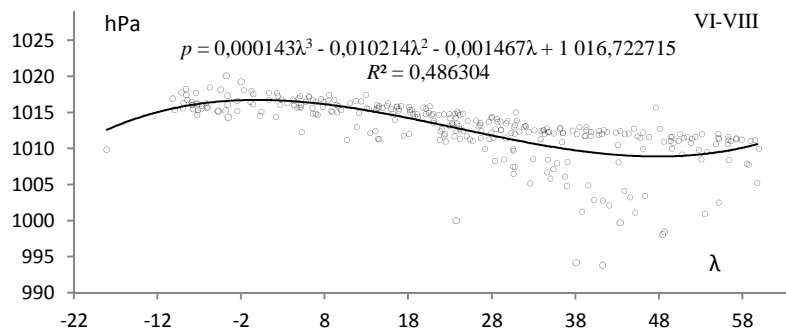
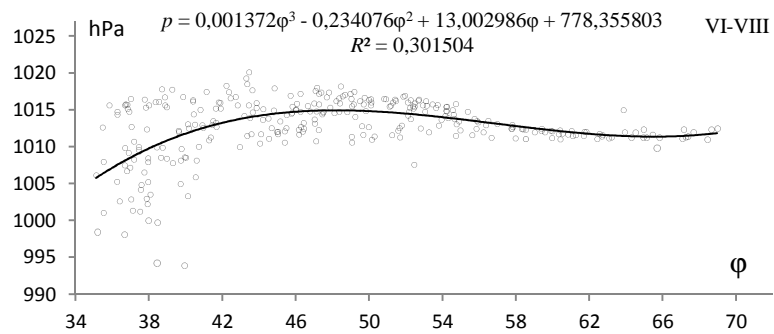
Rys. 4b. Zależność opadów atmosferycznych w Europie od: szerokości geograficznej φ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , VI-VIII – Lato

Fig. 4b. Dependence of atmospheric precipitation in Europe from latitude φ° , longitude λ° and altitude above sea level H , VI-VIII – Summer

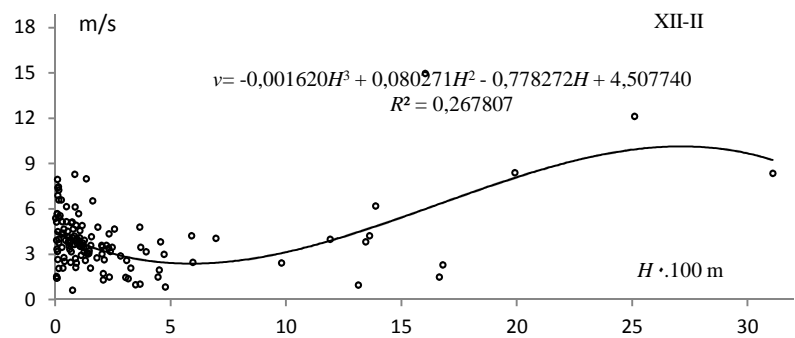
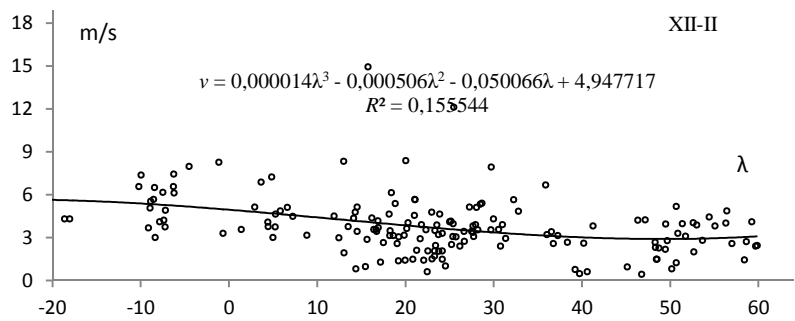
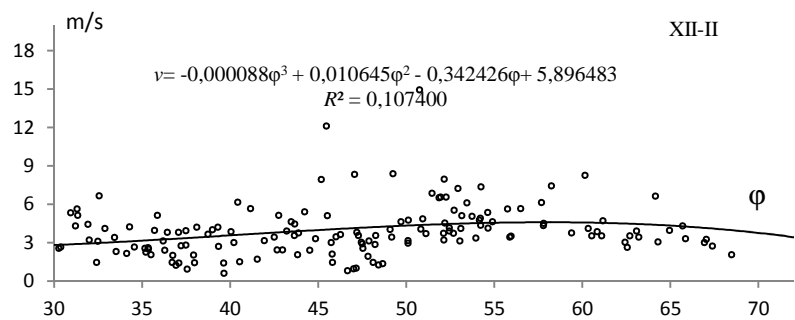


Rys. 5a. Zależność ciśnienia atmosferycznego w Europie od: szerokości geograficznej φ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , XII-II – Zima

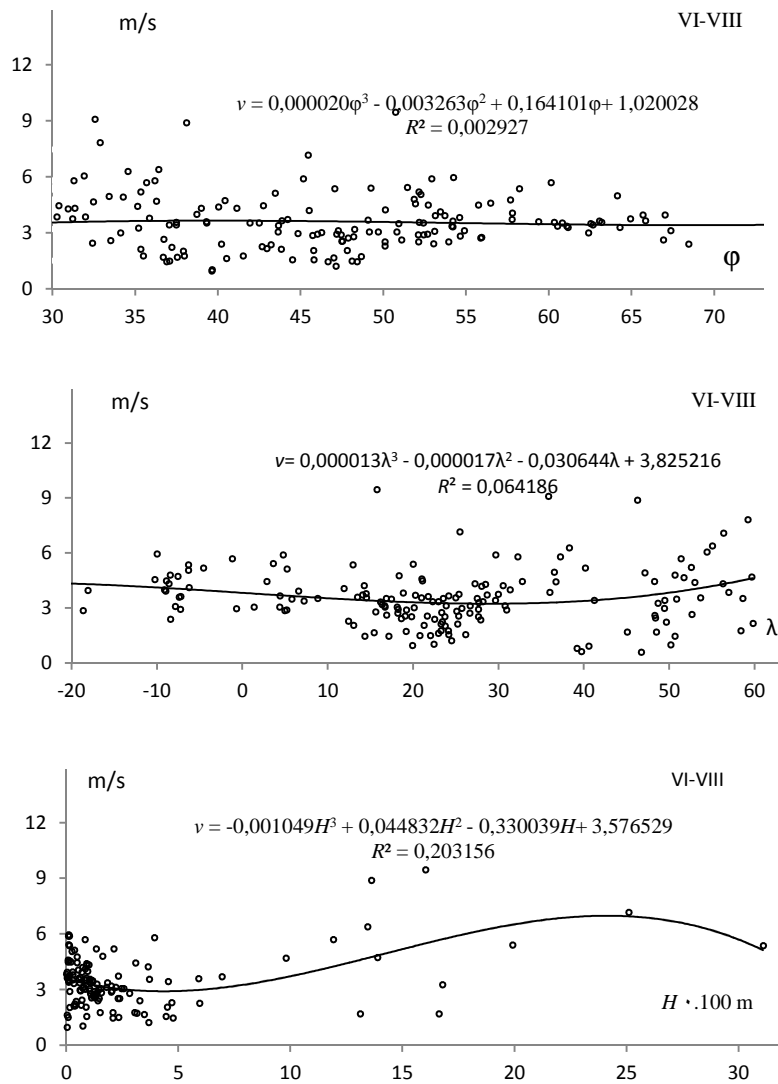
Fig. 5a. Dependence of atmospheric pressure in Europe from latitude φ° , longitude λ° and altitude above sea level H , XII-II – Winter



Rys. 5b. Zależność ciśnienia atmosferycznego w Europie od: szerokości geograficznej ϕ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , VI-VIII – Lato
Fig. 5b Dependence of atmospheric pressure in Europe from latitude ϕ° , longitude λ° and altitude above sea level H , VI-VIII – Summer



Rys. 6a. Zależność prędkości wiatru w Europie od: szerokości geograficznej ϕ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza H , XII-II – Zima
Fig. 6a. Dependence of wind velocity in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H , XII-II – Winter



Rys. 6b. Zależność prędkości wiatru w Europie od: szerokości geograficznej φ° , długości λ° i wysokości nad poziomem morza, VI-VIII – Lato
Fig. 6b. Dependence of wind velocity in Europe from latitude φ , longitude λ and altitude above sea level H , VI-VIII – Summer

4.4. 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 Śmiałkowskiego 1991).

Tabela 3. Średnie wartości elementów klimatu na równoleżniku $\varphi = 52^\circ\text{N}$ i wybranych jego częściach
Table 3. Average values of meteorological variables on longitudinal $\varphi = 52^\circ\text{N}$

Elementy Klimatu	miesiące	Polska $\lambda_{\text{sr}} = 20^\circ\text{E}$	Eurazja	Lądy	Oceany	Równoleżnik $\varphi = 52^\circ\text{N}$
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 ($^\circ\text{C}$)		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 atmosferycz- ne (hPa)	Styczeń	1014	1023	1020	1004	1015
	Lipiec	1013	1009	1010	1016	1012

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 $U = 230$ godzin jest zbliżona do usłonecznienia na lądach i Eurazji – odpowiednio 255 i 260 niż na oceanach $U = 48$ godzin i przewyższa znacznie średnią równoleżnika $U = 186$ godzin). Sumy roczne usłonecznienia rzeczywistego $U = 1900$ godzin, które w Polsce są nieco większe niż na lądach $U = 1875$ godzin i nieznacznie mniejsze niż w Eurazji – 1962 godziny.

Promieniowanie całkowite w grudniu $I_c = 6 \text{ kJ}/\text{cm}^2$ na obszarze Polski jest o $1 \text{ kJ}/\text{cm}^2$ mniejsze niż średnie na równoleżniku (lądy i Eurazja), a o $1 \text{ kJ}/\text{cm}^2$ większe niż na oceanach. W czerwcu suma promieniowania całkowitego wynosi w Polsce $I_c = 62 \text{ kJ}/\text{cm}^2$. Jest ono większe od średniego na oceanach $I_c = 34$, na całym równoleżniku $I_c = 51$ oraz lądach i Eurazji $I_c = 59 \text{ kJ}/\text{cm}^2$. Suma roczna promieniowania całkowitego w Polsce $I_c = 416 \text{ kJ}/\text{cm}^2$ jest większa od średniej na całym równoleżniku $I_c = 374 \text{ kJ}/\text{cm}^2$. Promieniowanie I_c jest zbliżone do średnich wartości w Eurazji $I_c = 433$ i lądach $I_c = 424 \text{ kJ}/\text{cm}^2$.

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°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 $P = 25$ mm i nie wyróżnia się, w odniesieniu do całego równoleżnika $P = 26$, oceanów $P = 27$, lądów $P = 25$ oraz Eurazji $P = 33$ mm. W lipcu sumy opadów atmosferycznych w Polsce są duże $P = 85$ mm. Są one większe niż na oceanach $P = 31$, na całym równoleżniku $P = 63$, 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.

Podsumowanie

W pracy określono 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).

W tym celu pola zmiennych klimatologicznych (uśłonecznienie, temperatura powietrza, opady, ciśnienie atmosferyczne i prędkość wiatru) opisano empirycznymi modelami – równaniami hiperpłaszczyzn regresji $y = f(\varphi, \lambda, H)$. Aproksymują one średnie pola tych zmiennych meteorologicznych w Europie w latach 1961-1990 tj. obszarze o współrzędnych: $35,1^{\circ} \leq \varphi \leq 69,0^{\circ}$, $-18,8^{\circ} \leq \lambda \leq 59,8^{\circ}$, $0 \leq H \leq 37$ hm. Symulują one

zmiennosc strefowa klimatu (uwarunkowana doplywem promieniowania slonecznego), oddziaiywanie Oceanu Atlantyckiego oraz wplyw wysokoSci nad poziomem morza.

Gradyenty poludnikowe ($-a_1$) wskazuja o ile zmieniaja sie elementy klimatu wzdluz poludnika, gdy przesuniemy sie ku polnocy o $\Delta\varphi = 1^\circ$. Gradyenty rownoleznikowe ($-a_2$) wyrazaja zmianę elementów klimatu ku wschodowi, gdy odleglosc (λ) od Oceanu Atlantyckiego wzrosnie o $\Delta\lambda = 1^\circ$. Natomiast gradyenty hipsometryczne ($-a_3$) sa miara zmian elementów klimatu ze wzrostem wysokoSci nad poziomem morza o $\Delta H = 100$ m.

Przykladowo podano srednie gradyenty temperatury powietrza na obszarze Europy (tab. 4)

Tabela 4. Gradyenty temperatury powietrza w Europie
Table 4. The gradients of air temperature in Europe

	a_1	a_2	a_3
Zima	-0,7	-0,2	-0,5
Lato	-0,5	0,09	-0,5
Rok	-0,5	-0	-0,5

Ogólne cechy pol zmiennych klimatologicznych w Europie opisuja profile: poludnikowy $-y(\varphi)$, rownoleznikowy $-y(\lambda)$ i hipsometryczny $y(H)$, okreSlone wielomianami regresji 3. stopnia wzgledem szerokosci geograficznej φ i dlugosci λ , wyrazonych w „^o” oraz wysokoSci nad poziomem morza – w hm. Profile poludnikowe temperatury powietrza $T(\varphi)$ speiniaja w ciagu calego roku w przyblizeniu zasade strefowosci klimatu Ziemi tj. „spadek temperatury powietrza ze wzrostem szerokosci geograficznej φ ”. Temperatura powietrza na obszarze Europy (rys.2) maleje zima od $7,2^\circ\text{C}$ do $-14,9^\circ\text{C}$, a latem od ponad $27,3^\circ\text{C}$ do $11,2^\circ\text{C}$. Profile rownoleznikowe $T(\lambda)$ wskazuja, ze pole temperatury powietrza w Europie jest deformowane oddziaiywaniem Oceanu Atlantyckiego – glownie w miesiacach zimowych. Temperatura powietrza prawie liniowo zmienia sie z zachodu na wschod: w zimie spada od $11,8$ do $-15,4^\circ\text{C}$, a w lecie wzrasta od $18,3$ do $24,7^\circ\text{C}$. Profile hipsometryczne temperatury powietrza $T(H)$ w Europie charakteryzuja jej srednia pionowa zmiennoSc. Temperatura powietrza w zasadzie maleje ze wzrostem wysokoSci nad poziomem morza: w zimie od $-0,45^\circ\text{C}$ do $-12,2^\circ\text{C}$, a w lecie – maleje od $19,2$ do $-1,4^\circ\text{C}$, z niewielkim maksimum $T_{\max} = 21,9^\circ\text{C}$ na poziomie $10,2$ m.

Literatura

- Ahmed B. J., 2001, *Wplyw czynnikow geograficznych na klimat Iraku*, Prace i Studia Geograficzne, t.28.
- Baranska A., 1994, *Klimat Polski na tle klimatu Europy* (praca magisterska w Zakladzie Klimatologii).
- Boryczka J. Stopa-Boryczka M., i in., 2005, *Atlas wzpózaleznosci parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XIX pt. *Cechy termiczne klimatu Europy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Chromow S. P., 1973, *Meteorologia i Klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Climatological Normals (CLINO) for Climate and Climate Ship Stations for the Period 1961-1990* (1991), WMO TP 117.
- Lauterburg A., 1990, *Klimaschwankungen in Europe, Rauzeitliche Untersuchungen in der periode 1841-1960*, Bern.
- Martyn D. 1987, *Klimaty kuli ziemskiej*, PWN, Warszawa.
- Piotrowski A., 2001, *Zmiany roczne pola temperatury powietrza w Kanadzie* (praca magisterska w Zakladzie Klimatologii).
- Romer E., 1949, *Regiony klimatyczne Polski*, Prace Wrocl. Tow. Nauk, ser. B, nr 16.

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1974, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. I, , Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VI pt. *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1994, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VIII pt. *Cechy oceaniczne klimatu Europy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Śmiałkowski J., 1991, *Klimat Polski na tle klimatu strefy umiarkowanej Półkuli Północnej*, Warszawa (praca magisterska w Zakładzie Klimatologii).
- Van Than N., Stopa-Boryczka M., 1992, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu*, *Miscellanea Geographica*, t.5.
- Witwicki G. N., 1980, *Zonalność klimata Ziemi*, Moskwa.
- World Survey of Climatology, vol.5, 1970. *Climates of Northern and Western Europe*, Amsterdam-London, New York.
- World Survey of Climatology, vol.6, 1977. *Climates of Northern and Western Europe*, Amsterdam-London, New York.

The impact of geographical factors on the climate in Europe

Abstract. The main purpose of the study was to define the most important features of the climate of Europe, which derive from geographical position and altitude above sea level. To begin with, we discuss the thermal features of Europe's climate which result from the continent's location at moderate latitudes. The research was conducted on the basis of average monthly values of air temperature in 30-year periods, 1961-1990. The fields of real sunshine, air temperature, atmospheric precipitation, atmospheric pressure and wind velocity were described using empirical models – regression polynomials of the 3rd degree $y = f(\varphi)$, $y = f(\lambda)$, $y = f(H)$ for three coordinates: latitude φ , longitude λ and altitude above sea level H . They simulate both the zonal variability of air temperature $T(\varphi)$ and precipitations $P(\varphi)$ (which depends on the incoming solar radiation) and the impact of the Atlantic Ocean and the altitude $T(\lambda)$, $P(\lambda)$.

The equation of the regression hyperplane has been a good tool for the investigation of general features of Europe's climate: $y = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$. Coefficients of partial a_1 , a_2 , a_3 – are components of gradients of meteorological variables; a_1 – meridional gradient, in $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, a_2 – latitudinal gradient, in $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$, a_3 – hypsometric gradient, in $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2009, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy*, [w:] *Współczesne procesy rzeźbotwórcze w różnych strefach morfo klimatycznych*, Prace i Studia geograficzne, t. 41, red. M. Dłużewski, E. Rojan, I. Tsemergas, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Wyd. UW, s. 191-208, recenzenci tomu: A. Kostrzewski, K. Krzemień, J. Szupryczyński, J. Wojtanowicz (zmieniony)

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2012, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXVI-XXVII, *Z badań klimatu Mazowsza z uwzględnieniem większych miast*, red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski, recenzent tomów Bohdan Mucha (zob. str. 15- 42, uaktualniony)

V. GRADIENTY GEOGRAFICZNE POLA TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE

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.

Miarami wpływu położenia geograficznego i wysokości nad poziomem morza na temperaturę powietrza są składowe gradienty pola: poziome – południkowy i równoleżnikowy oraz pionowy hipsometryczny. Składowe gradienty pola wyznaczono na podstawie równań hiperpłaszczyzn regresji oraz wielomianów regresji czwartego stopnia względem szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). W przypadku równań hiperpłaszczyzn regresji gradientami są współczynniki regresji, a wielomianów – pochodne cząstkowe względem φ , λ , H . Nazwano je gradientami geograficznymi. Badania przeprowadzono na podstawie wyników pomiarów temperatury powietrza na stacjach meteorologicznych w latach 1931-1960 i 1961-1990, (CLINO, 1962, 1991)

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.

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 cząstkowej a_1 , a_2 , a_3 – to gradienty pola temperatury powietrza: $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_1$ – południkowy, $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_2$ – równoleżnikowy, $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3$ – hipsometryczny,

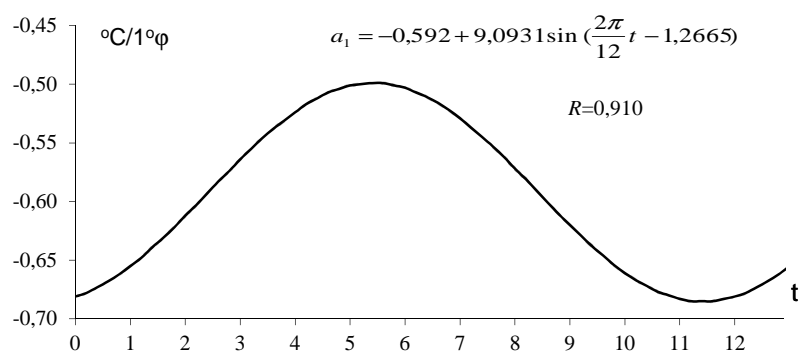
wyrażone odpowiednio w $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$, $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

5.1. Zmiany roczne gradientów temperatury powietrza

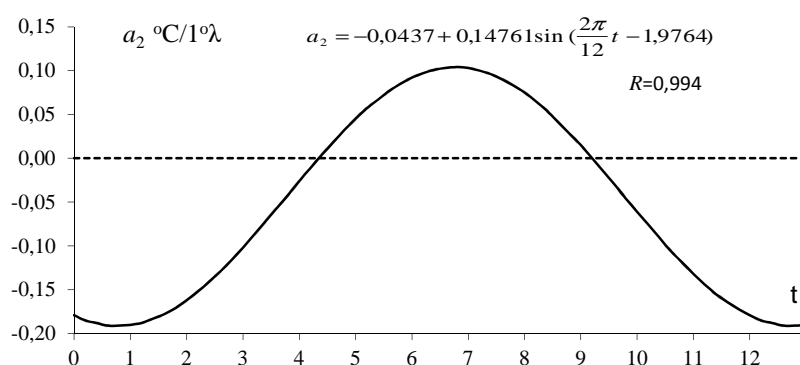
Zmiany roczne gradientów temperatury powietrza: południkowego a_1 , równoleżnikowego a_2 i hipsometrycznego a_3 w Europie, opisane równaniami sinusoid regresji o okresie $\Theta = 12$ miesięcy (o częstotliwości $\omega = \frac{2\pi}{12}$, $\Delta t = 0,0833$) przedstawiono na rysunkach 1-3.

Gradient południkowy (a_1) wskazuje o ile zmienia się temperatura powietrza wzdłuż południka, gdy przesuniemy się ku północy o $\Delta\varphi = 1^{\circ}$. Gradient południkowy temperatury powietrza a_1 jest ujemny w ciągu całego roku ($a_1 < 0$). Sinusoida przebiegu rocznego ma maksimum $-0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ w maju, a minimum w miesiącach zimowych: listopad, grudzień $-0,68$, styczeń $-0,65^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$. Gradient równoleżnikowy (a_2) wyraża zmiany temperatury powietrza ku wschodowi, gdy odległość (λ) od Oceanu Atlantyckiego wzrośnie o $\Delta\lambda = 1^{\circ}$. Gradient równoleżnikowy zmienia znak w ciągu roku, z dodatniego $a_2 > 0$ w miesiącach

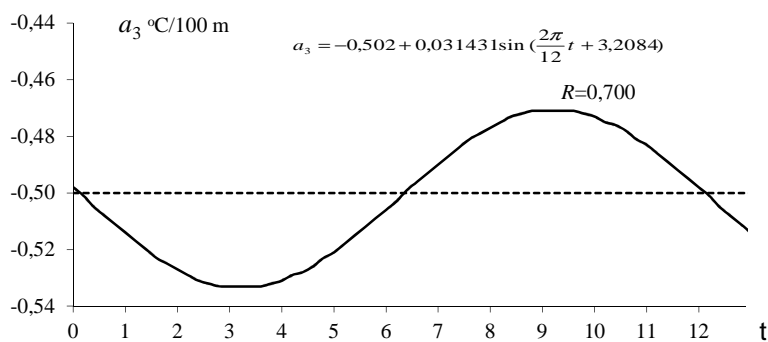
półrocza ciepłego IV-IX ($a_{2\max} = 0,1^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ – w lipcu) na ujemny $a_2 < 0$ w miesiącach półrocza chłodnego ($a_{2\min} = -0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ – w styczniu i grudniu).



Rys. 1. Zmiany roczne gradientu południkowego a_1 temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990
Fig.1. The annual changes of the longitudinal gradient a_1 of air temperature in Europe in years 1961-1990



Rys. 2. Zmiany roczne gradientu równoleżnikowego a_2 temperatury powietrza w Europie latach 1961-1990
Fig.2. The annual changes of the latitudinal gradient a_2 of air temperature in Europe in years 1961-1990



Rys. 3. Zmiany roczne gradientu hipsometrycznego a_3 temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990
Fig. 3. The annual changes of the hypsometric gradient a_3 of air temperature in Europe in years 1961-1990

Natomiast gradient hipsometryczny (a_3) jest miarą zmian temperatury powietrza ze wzrostem wysokości n.p.m. o $\Delta H = 100$ m. Jego minimum $-0,53^\circ\text{C}/100\text{m}$ przypada w marcu, a maksimum $-0,47^\circ\text{C}/100\text{m}$ – we wrześniu.

Średnie wartości gradientów: południkowego, równoleżnikowego i hipsometrycznego w poszczególnych porach roku zestawiono w tab.1.

Tabela.1. Gradienty temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990: południkowy (a_1 $^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$), równoleżnikowy (a_2 $^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$) i hipsometryczny (a_3 $^\circ\text{C}/100\text{m}$), (R^2 – współczynnik determinacji, R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table.1. Gradients of air temperature in Europe in years 1961-1990: longitudinal (a_1 $^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$), latitudinal (a_2 $^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$) and hypsometric (a_3 $^\circ\text{C}/100$ m), (R^2 – coefficient of the determination, R – coefficient of the multiple correlation)

Pory roku	a_0	a_1	a_2	a_3	$R^2\%$	R
Zima	37,88	-0,6599	-0,1922	-0,53	86,12	0,928
Wiosna	37,96	-0,5591	-0,0325	-0,52	86,03	0,927
Lato	43,73	-0,5256	0,0867	-0,49	84,86	0,921
Jesień	42,45	-0,6237	-0,0367	-0,47	87,40	0,935
Półrocze chłodne	38,77	-0,6410	-0,1390	-0,50	86,60	0,931
Półrocze ciepłe	42,24	-0,5431	0,0517	-0,50	85,59	0,925
Rok	40,50	-0,5921	-0,0437	-0,50	86,10	0,928

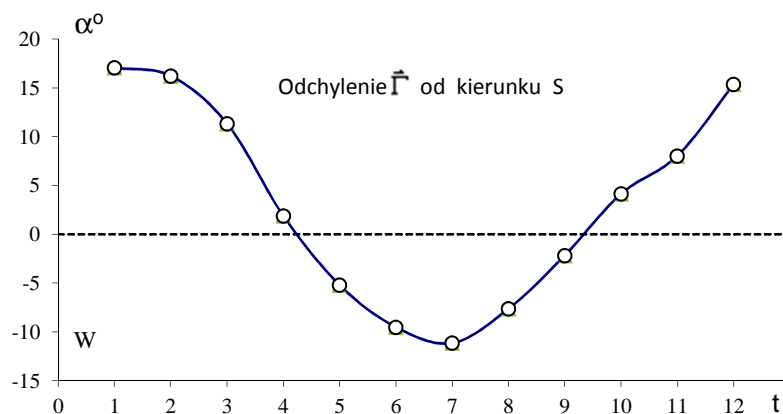
Gradient południkowy a_1 temperatury powietrza spełnia zasadę strefowości klimatu Ziemi w ciągu całego roku. Średni roczny spadek temperatury powietrza ze wzrostem szerokości geograficznej na obszarze Europy wynosi $-0,6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. Gradient równoleżnikowy a_2 temperatury powietrza w Europie charakteryzuje jej zmienność z zachodu na wschód – spadek o $0,14^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ w półroczu chłodnym, a jej wzrost o $0,05^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ w półroczu ciepłym. Natomiast gradient hipsometryczny a_3 temperatury powietrza opisuje średni jej spadek o $0,5^\circ\text{C}/100$ m ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

Należy podkreślić, że w ten sposób wyznaczone gradienty a_1 , a_2 , a_3 na podstawie równania hiperpłaszczyzny regresji wyodrębniają zmienność poziomą i pionową temperatury powietrza. Gradient hipsometryczny $a_3 = -0,5^\circ\text{C}/100\text{m}$ jest zbliżony do gradientu wilgotnadiabatyicznego – określonego na podstawie sondaży aerologicznych w przyziemnej warstwie atmosfery. Trzeba zauważyć, że gradient południkowy $a_1 = -0,6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, nie odbiega też od średniego na półkuli północnej $0,5-0,6^\circ$ (Chromow, 1969; Witwicki, 1980).

Odchylenia gradientów horyzontalnych $\vec{\Gamma} = [a_1, a_2]$ od południka (S) tj. ich azymuty astronomiczne $a = \text{arc tg} \left(\frac{a_2}{a_1} \right)$ w poszczególnych miesiącach przedstawiono

na rys. 4.

Są one miarą ocieplającego zimą ($\alpha > 0$) i ochładzającego latem ($\alpha < 0$) oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy.



Rys.4. Azymuty astronomiczne gradientu horyzontalnego temperatury powietrza (wektora $\vec{\Gamma}$) w Europie w latach 1961-1990

Fig. 4. Horizontal gradient astronomic azimuth of air temperature (vectors $\vec{\Gamma}$) in Europe in years 1961-1990

5.2. Fale termiczne południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne w Europie (1961-1990)

. W zmianach temperatury powietrza w Europie (1961-1990) wzdłuż południków (Φ) i równoleżników (Λ) i w pionie można metodą sinusoid regresji wyodrębnić tzw. fale termiczne, zastępując czas współzrzednymi geograficznymi Φ , Λ i wysokością nad poziomem morza H (uporządkowanymi rosnąco):

$$T = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} \Phi + c\right), \quad T = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} \Lambda + c\right), \quad T = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} H + c\right)$$

gdzie współzrzedne geograficzne: szerokość $\Phi = 1,111 \varphi^\circ$ i długość $\Lambda = 1,111 \lambda^\circ \cos \varphi^\circ$ są wyrażone w setkach kilometrów, a wysokość nad poziomem morza H – w metrach.

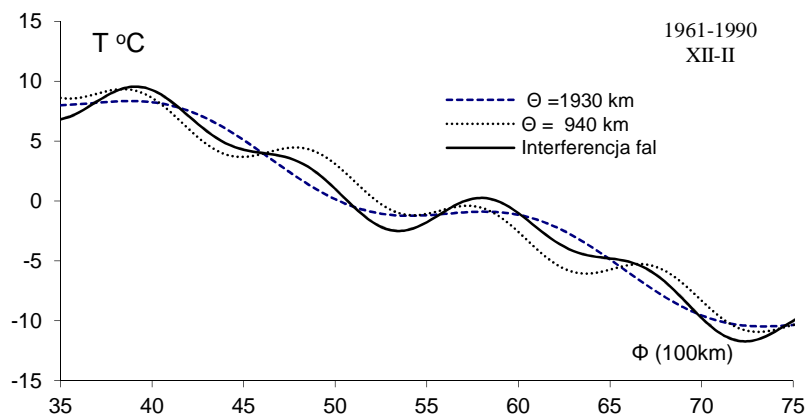
Widma (falogramy) południkowych i równoleżnikowych zmian temperatury powietrza w zimie w Europie wyznaczono zmieniając Φ , Λ co 0,1 tj. co 10 km. Widmo południkowych zmian zawiera dwie najsilniejsze fale o długościach 940 i 1930 km i amplitudach 2,6 i 3,6°C. Zależność temperatury od szerokości geograficznej Φ , wyrażonej w setkach km dobrze opisuje wzór (współczynnik korelacji wielokrotnej $R = 0,722$):

$$T = 25,949 - 0,481549\Phi + 1,2929\sin\left(\frac{2\pi\Phi}{9,4} + 0,542330\right) + 1,7947\sin\left(\frac{2\pi\Phi}{19,3} + 0,522529\right)$$

Widmo równoleżnikowych zmian temperatury w zimie zawiera także dwie najsilniejsze fale o długościach 1220, 2680 km i amplitudach 2,8, i 5,3°C. Zależność temperatury powietrza od długości geograficznej opisuje wzór ($R = 0,455$):

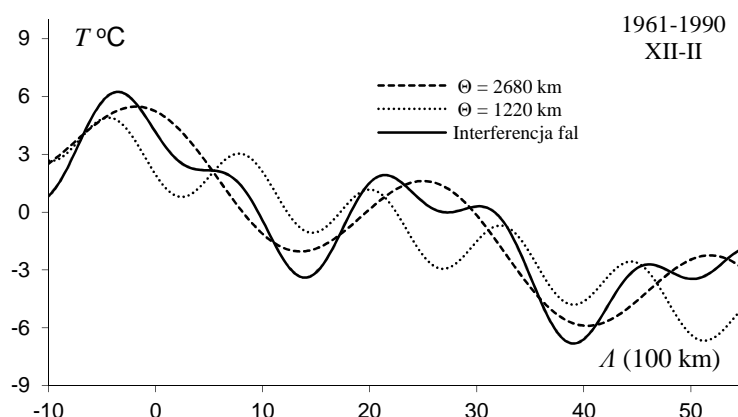
$$T = 2,318 - 0,132193\Lambda + 1,3897\sin\left(\frac{2\pi\Lambda}{12,2} + 2,579177\right) + 2,6350\sin\left(\frac{2\pi\Lambda}{26,8} + 1,772588\right)$$

Wykresy wyznaczonych fal termicznych i ich interferencję (wypadkową) przedstawiono na rys. 5-7.



Rys. 5. Profil południkowy temperatury powietrza w zimie w Europie (fale termiczne: $\Theta=1940$ km i $\Theta= 940$ km)

Fig. 5. Profile of the longitudinal of air temperature in winter in Europe (waves of $\Theta=1940$ km, and $\Theta= 940$ km)

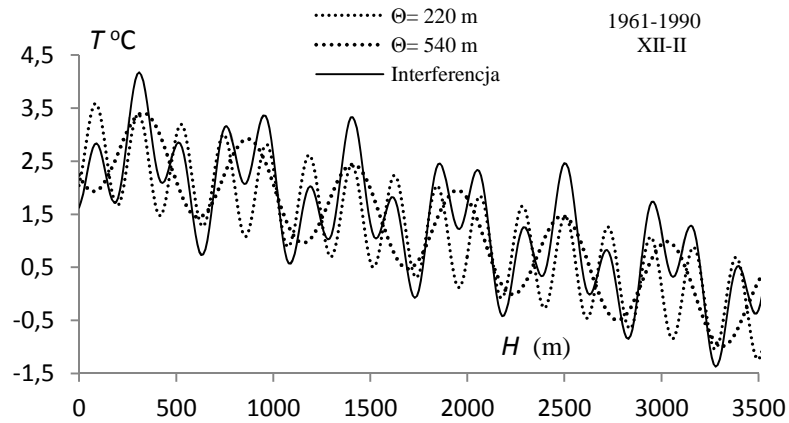


Rys..6. Profil równoleżnikowy temperatury powietrza w zimie w Europie (fale termiczne: $\Theta=2680$ km i $\Theta= 1220$ km)

Fig. .6. Profile of the latitudinal of air temperature in winter in Europe (waves of $\Theta=2680$ km and $\Theta= 1220$ km)

Widmo pionowych zmian temperatury powietrza w Europie (1961-1990) zawiera dwie najsilniejsze fale o długościach 220 m i 540 m – o amplitudach 0,915 i 0,857 °C. (o współczynnikach korelacji $R=0,205$ i $R=0,203$). Zależność temperatury od wysokości nad poziomem morza H , wyrażonej w m opisuje wzór (współczynnik korelacji wielokrotnej $R = 0,239$):

$$T = 2,8297 - 0,079639 H + 0,845708 \sin\left(\frac{2\pi}{220} H - 0,879445\right) + 0,789596 \sin\left(\frac{2\pi}{540} H - 2357444\right)$$



Rys. 7. Profil hipsometryczny temperatury powietrza w zimie w Europie (fale termiczne: $\Theta=220\text{km}$ i $\Theta=540\text{ m}$)

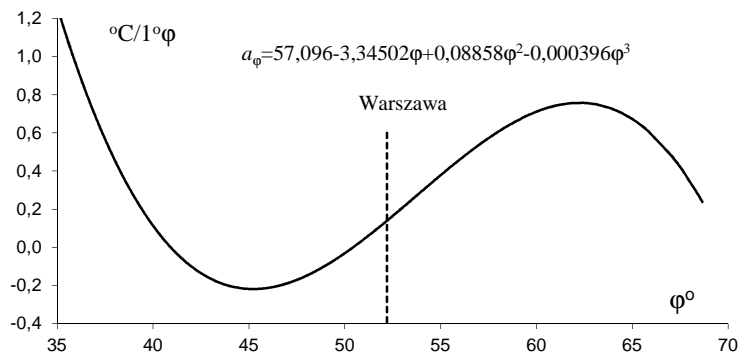
Fig 7. Profile of the hypsometric of air temperature in winter in Europe (waves of $\Theta=220\text{ m}$ and $\Theta=540\text{ km}$)

5.3. Profile gradientów amplitudy rocznej temperatury powietrza

Gradyenty południkowy, równoleżnikowy i hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie (A) określono jako pochodne $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = a_{\varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = a_{\lambda}$,

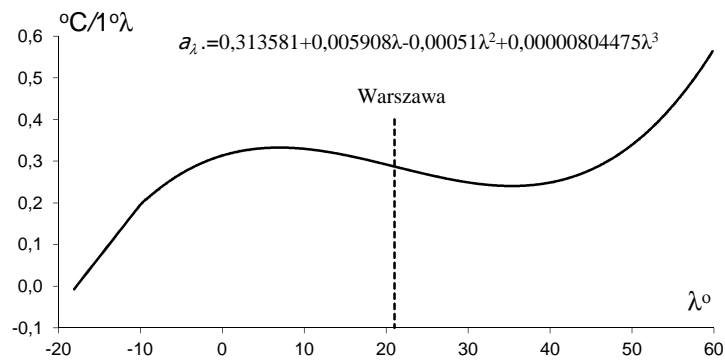
$\frac{\partial T}{\partial H} = a_H$ wielomianów regresji czwartego stopnia $A(\varphi)$, $A(\lambda)$, $A(H)$. Gradyenty a_{φ} , a_{λ} ,

a_H nie są jednakowe w Europie. Ich profile południkowy, równoleżnikowy i hipsometryczny przedstawiają wykresy na rys. 8-10.



Rys. 8. Profil południkowy gradientu a_{φ} amplitudy rocznej temperatury powietrza w Europie

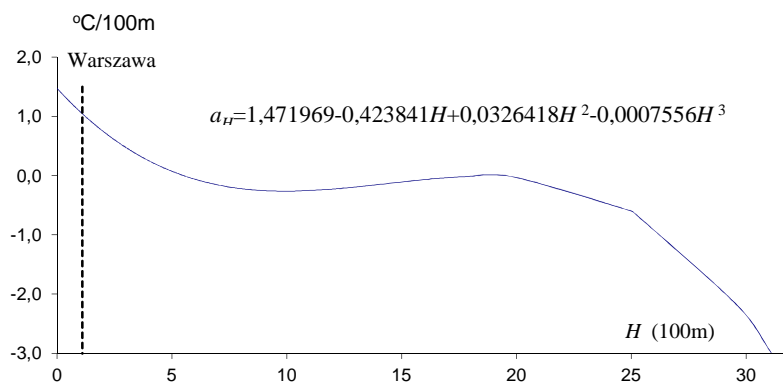
Fig. 8. Profile of the longitudinal gradient a_{φ} of the annual amplitude of the air temperature in Europe



Rys. 9. Profil równoleżnikowy gradientu a_λ amplitudy rocznej temperatury powietrza w Europie
Fig. 9. Profile of the latitudinal gradient a_λ of the annual amplitude of the air temperature in Europe

Gradient południkowy amplitudy rocznej a_φ temperatury powietrza w Europie ma minimum $-0,22^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ na równoleżniku $\varphi = 45,4^\circ$ – poza obszarem Polski. Na północ i południe od tego równoleżnika, gradient południkowy amplitudy rocznej a_φ rośnie, osiągając $1,22^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ na szerokości geograficznej $35,1^\circ$ i $0,76^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w szerokości $62,4^\circ$. W Warszawie $a_\varphi = 0,14^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$.

Gradient równoleżnikowy a_λ amplitudy rocznej temperatury powietrza w Europie ma maksimum lokalne $0,33^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ na południku $\lambda = 7,0^\circ$ i minimum $0,24^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ na południku $\lambda = 35,3^\circ$. Na krańcach Europy gradient a_λ osiąga ekstremalne wartości: minimum absolutne $0,01^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ przy długości $\lambda = -18,1^\circ$ i maksimum absolutne $0,56^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ przy $\lambda = 59,8^\circ$. W Warszawie $a_\lambda = 0,4^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$.



Rys. 10. Profil hipsometryczny gradientu a_H amplitudy rocznej temperatury powietrza w Europie
Fig. 10. Profile of the hypsometric gradient a_H of the annual amplitude of the air temperature in Europe

Gradient hipsometryczny a_H amplitudy rocznej temperatury powietrza w Europie ma dwa ekstrema absolutne – maksimum $1,58^\circ\text{C}/100\text{ m}$ na poziomie morza $H = 0$ i minimum $-3^\circ\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości ponad 3000 m. Ponadto istnieją dwa ekstrema lokalne: minimum $-0,26^\circ\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 1000 m i maksimum $-0,02^\circ\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 1775 m.

Cechy oceaniczne i kontynentalne klimatu Europy dobrze charakteryzują profile rocznej amplitudy temperatury powietrza $A(\lambda)$ i jej gradientu równoleżnikowego a_λ . Gradient zerowy rocznej amplitudy $a_\lambda = 0^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$ występuje w pobliżu południka -118° . Gradient równoleżnikowy jest dodatni na obszarze Europy (amplituda roczna temperatury wzrasta na wschód). Wynika to niewątpliwie z adwekcji mas powietrza polarnomorskiego nad obszar Europy.

5.4. Przestrzenny rozkład gradientów temperatury powietrza

Gradient pola temperatury powietrza w każdym punkcie powierzchni Europy wyznaczono z wielomianu regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ względem szerokości Φ i długości geograficznej Λ oraz wysokości nad poziomem morza H . We wzorach Φ i Λ wyrażono w setkach km, a wysokość H – w hm.

Gradient pola temperatury powietrza – to wektor, którego składowymi są pochodne cząstkowe:

$$\text{grad}T = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right] = [A_1, A_2, A_3]$$

Składowe horyzontalne – poziome $\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ wyrażono w $^\circ\text{C}/100 \text{ km}$, przekształcając współrzędne geograficzne: $\Phi = 1,111 \varphi^\circ, \Lambda = 1,111 \lambda^\circ \cos \varphi^\circ$.

Tak zdefiniowane gradienty oddzielają w każdym miejscu wpływ szerokości geograficznej (Φ), długości geograficznej 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 $^\circ\text{C}/100\text{km}$): południkowy A_1 i równoleżnikowy A_2 oraz hipsometryczny A_3 ($^\circ\text{C}/100\text{m}$):

$$T = A_0 + A_1 \Phi + A_2 \Lambda + A_3 H$$

Składowe $[A_1, A_2, A_3]$ gradientu pola temperatury powietrza w Europie w poszczególnych porach roku i półroczach zestawiono w tab. 2.

Tabela 2. Gradienty temperatury powietrza w Europie w latach 1961-1990: południkowy (A_1 $^\circ\text{C}/100\text{km}$), równoleżnikowy (A_2 $^\circ\text{C}/100\text{km}$) i hipsometryczny (A_3 $^\circ\text{C}/100\text{m}$) (R^2 – współczynnik determinacji, R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 2. Gradients of air temperature in Europe in years 1961-1990: longitudinal (A_1 $^\circ\text{C}/100\text{km}$), latitudinal (A_2 $^\circ\text{C}/100\text{km}$ and hypsometric (A_3 $^\circ\text{C}/100\text{m}$), (R^2 – coefficient of the determination, R – coefficient of the multiple correlation)

	A_0	A_1	A_2	A_3	$R^2\%$	R
Zima	42,25	-0,6818	-0,2422	-0,53	83,68	0,915
Wiosna	38,45	-0,5157	-0,0333	-0,52	87,28	0,934
Lato	41,54	-0,4313	0,1164	-0,50	86,21	0,929
Jesień	43,22	-0,5776	-0,0444	-0,47	88,15	0,939
Półrocze chłodne	41,90	-0,6404	-0,1746	-0,50	86,09	0,928
Półrocze ciepłe	40,83	-0,4629	0,0728	-0,50	89,24	0,945
Rok	41,37	-0,5516	-0,0509	-0,50	89,97	0,949

Na przykład pole temperatury powietrza w Europie w zimie opisuje dobrze wielomian regresji czwartego stopnia:

$$T = -0,0003902\Phi + 0,003456A - 0,01662H - 0,03208\Phi^2 + 0,03972\Phi A - 0,01204A^2 + 0,0007182AH - 0,0003197H^2 + 0,0005909\Phi^3 - 0,001467\Phi^2 A - 0,008975\Phi^2 H + 0,0008215\Phi A^2 + 0,006083\Phi AH - 0,001445\Phi H^2 - 0,002473A^3 - 0,002251A^2 H - 0,004735AH^2 + 0,001200H^3 - 0,00000326\Phi^4 + 0,00001205\Phi^3 A + 0,00000870\Phi^3 H - 0,00001955\Phi^2 A^2 - 0,0001333\Phi^2 AH + 0,00007796\Phi^2 H^2 + 0,00004013\Phi A^3 + 0,0004342\Phi A^2 H + 0,00006192\Phi AH^2 - 0,0001279\Phi H^3 + 0,00000351A^4 + 0,0001095A^3 H + 0,00000174A^2 H^2 + 0,00006381AH^3 + 0,00006402 H^4 + 34,34$$

Przestrzenny rozkład gradientów południkowych $A_1 = \frac{\partial T}{\partial \Phi}$ w Europie wskazuje, że

wpływ szerokości geograficznej na pole temperatury powietrza jest zdeformowany oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1990, 1994, 2005).

Zgodnie z zasadą strefowości klimatu Ziemi, układ izarytm $A_1 = \text{const.}$ powinien być równoleżnikowy. Wpływ Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury objawia się odchyleniem izarytm A_1 od miejscowych równoleżników. Przyjmują one kierunek sektora południowo-zachodniego – SW.

Izolinię $-0,4^\circ\text{C}/100 \text{ km}$ przebiegającą wzdłuż Europy można przyjąć za granicę strefy największego oddziaływania polarno-morskich mas powietrza. Przez środkową Europę przechodzi izolinia $-0,6^\circ\text{C}/100 \text{ km}$, świadcząca o malejącym zniekształceniu pola temperatury przez ocean. Układ izolinii $A_1 = \text{const.}$ 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 $A_2 = \frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ 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 cechach oceanicznych i kontynentalnych klimatu Europy. Pod koniec wiosny dochodzi do wyrównania temperatury powietrza między zachodnią i wschodnią Europą. Wtedy w całej Europie występują prawie zerowe gradienty równoleżnikowe $A_2 \approx 0$. Gradienty równoleżnikowe A_2 ponownie zmieniają znak (z dodatniego na ujemny) na początku jesieni. Największymi równoleżnikowymi spadkami temperatury powietrza $-A_2$ od $0,2^\circ\text{C}/100 \text{ km}$ do powyżej $0,8^\circ\text{C}/100 \text{ km}$ charakteryzują się miesiące zimowe.

Gradienty hipsometryczne temperatury powietrza $A_3 = \frac{\partial T}{\partial H}$ zmieniają się w Europie zależnie od miejsca i pory roku. Najmniejsze spadki temperatury powietrza – A_3 ze wzrostem wysokości nad poziomem morza występują na wiosnę – dominują izolinie $-0,4^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Natomiast największe hipsometryczne spadki temperatury – A_3 są w miesiącach zimowych. Wtedy ich zakres zmian sięga od zera do poniżej $2^\circ\text{C}/100$. Rozkład izarytm gradientu hipsometrycznego $\frac{\partial T}{\partial H}$ koresponduje z profilami południkowymi $H(\Phi)$ i równoleżnikowym $H(\Lambda)$ wysokości nad poziomem morza w Europie.

5.5. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza w °C/100 km

Nowością w badaniach klimatu Europy są mapy gradientów horyzontalnych

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

temperatury powietrza w Europie – wektorów o składowej południkowej $A_1 = \frac{\partial T}{\partial \Phi}$ i równoleżnikowej $A_2 = \frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ (rys. 11-13).

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 (α). Odchylenie gradientu horyzontalnego $\vec{\Gamma}$ od południka miejscowego na zachód ($\alpha < 180^\circ$) wskazuje na przewagę cech oceanicznych klimatu w Europie. Natomiast odchylenie wektora $\vec{\Gamma}$ od południka miejscowego na wschód ($\alpha < 0$) 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.

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 $T = f(\Phi, \Lambda)$.

Gradient horyzontalny temperatury powietrza

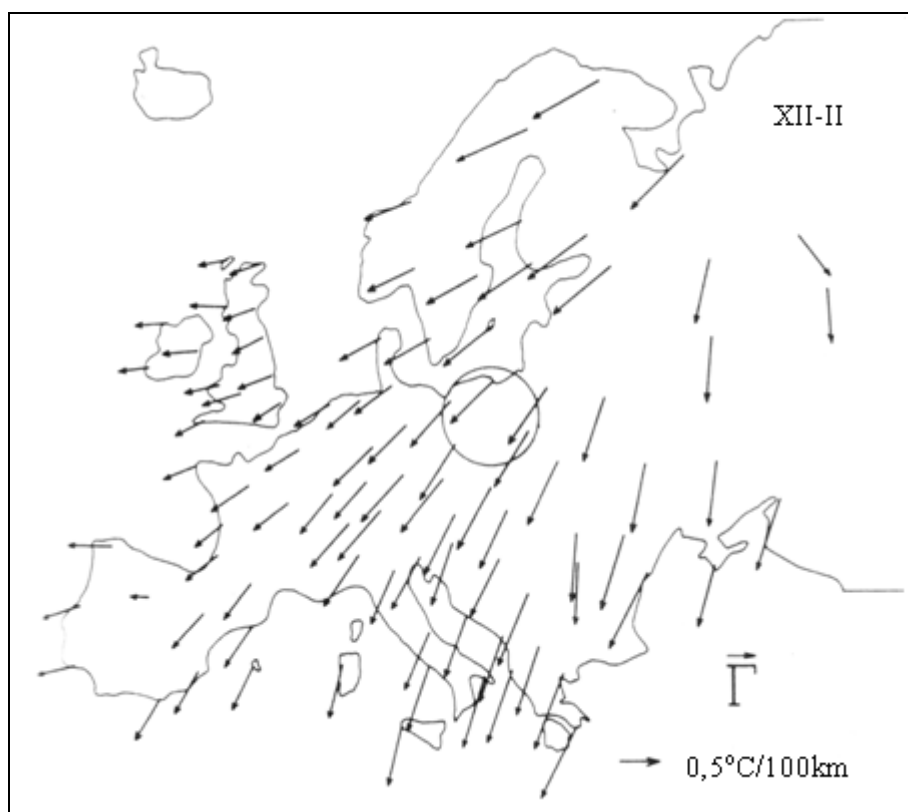
$$\vec{\gamma} = \left[\frac{\partial F}{\partial \Phi}, \frac{\partial F}{\partial \Lambda} \right]$$

(gdzie: Φ, Λ są wyrażone w setkach km) zależy od różnicy wysokości terenu. Wektory $\vec{\gamma}$ wskazują kierunek wzrostu temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym i na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu.

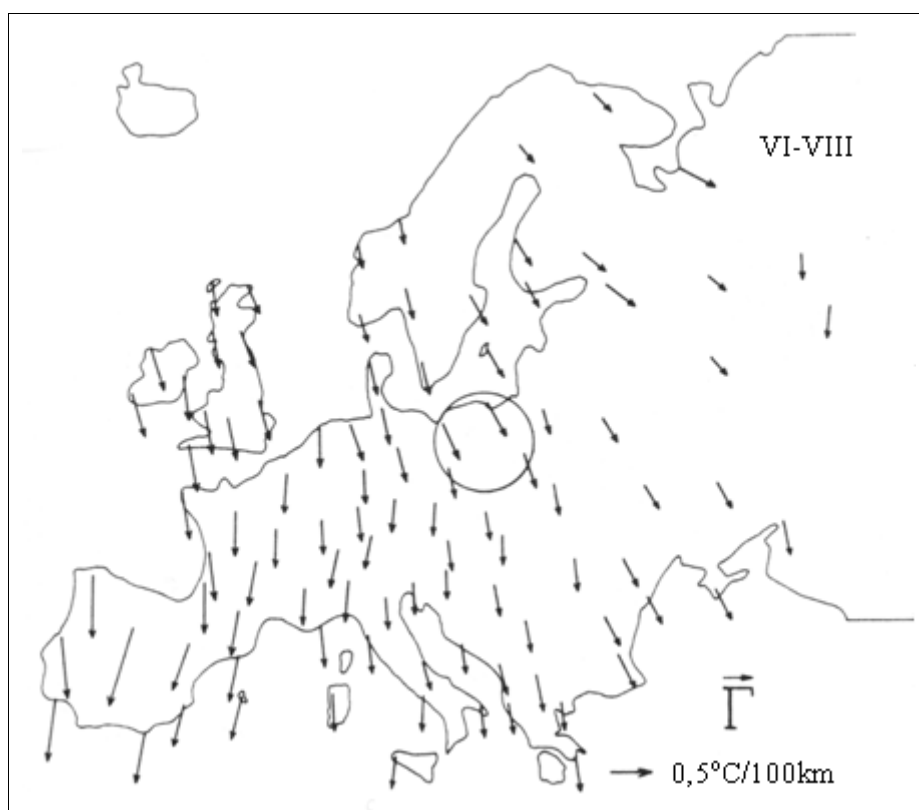
Gradient horyzontalny temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ jest wypadkową nakładania: zmian strefowych temperatury powietrza uwarunkowanych szerokością geograficzną Γ_a oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego Γ_m oraz wpływu ukształtowania powierzchni Ziemi ($\Delta\Gamma$): $\vec{\gamma} = \Gamma + \Delta\Gamma$ gdzie $\Gamma = \Gamma_a + \Gamma_m$.

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 $\alpha = 0^\circ$ do $\alpha = 360^\circ$.

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. 14-16).



Rys. 11. Gradienty horizontalne temperatury powietrza \vec{T} w Europie (1931-1960) – zima
Fig. 11. Horizontal gradients of air temperature \vec{T} in Europe (1931-1960) – winter

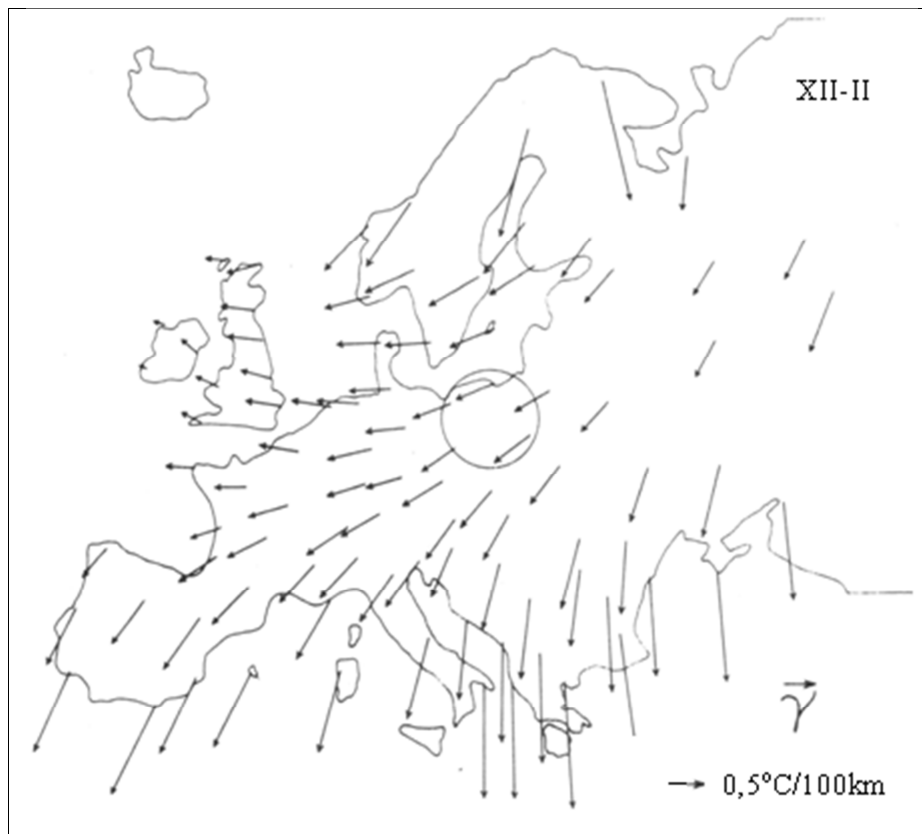


Rys. 12. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza \bar{T} w Europie (1931-1960) – lato
Fig. 12. Horizontal gradients of air temperature \bar{T} in Europe (1931-1960) – summer



Rys. 13. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ w Europie(1931-1960) – rok

Fig. 13. Horizontal gradients of air temperature $\vec{\Gamma}$ in Europe (1931-1960) – year



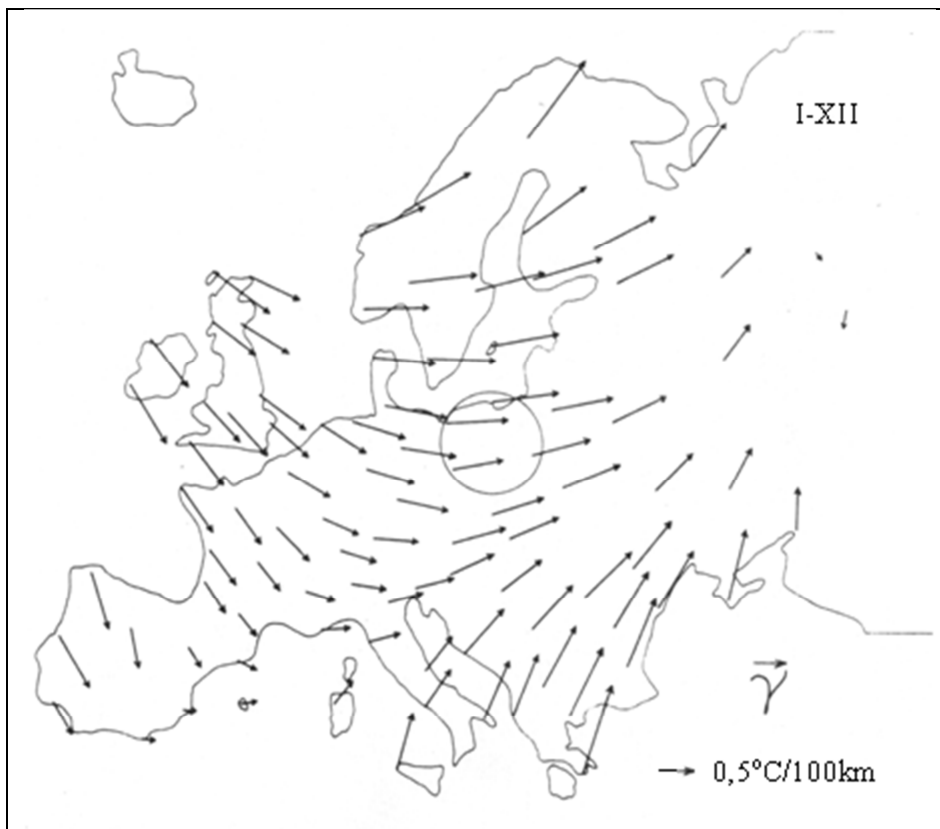
Rys. 14. Lokalne gradienty horyzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ w Europie (1931-1960) – zima

Fig. 14. Local horizontal gradients of air temperature $\vec{\gamma}$ on the actual level in Europe (1931-1960) – Winter



Rys. 15. Lokalne gradienty horyzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\bar{\gamma}$ w Europie(1931-1960) – lato

Fig. 15. Local horizontal gradients of air temperature $\bar{\gamma}$ on the actual level in Europe (1931-1960) – summer



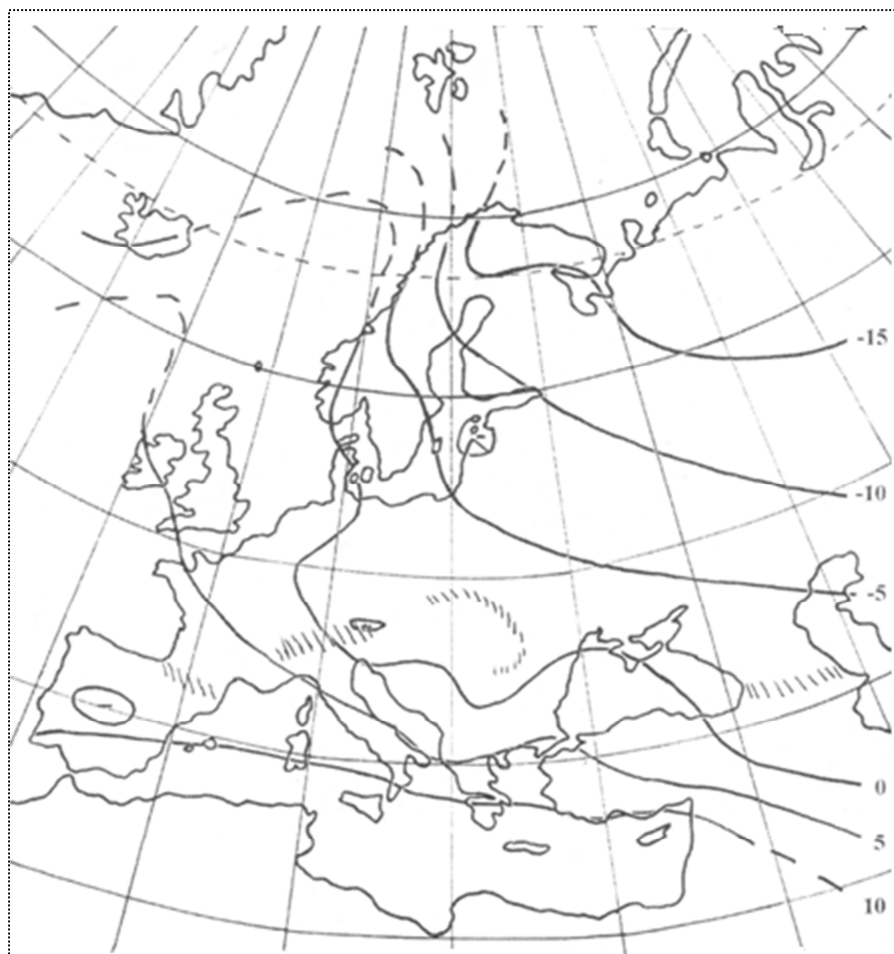
Rys. 16. Lokalne gradienty horyzontalne temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ w Europie(1931-1960) – rok

Fig. 16. Local horizontal gradients of air temperature $\vec{\gamma}$ on the actual level in Europe (1931-1960) – year

Przykładowo podano mapy izarytmiczne charakteryzujące przestrzenny rozkład temperatury powietrza w Europie w 30-leciu 1961-1990 – średnie wartości w styczniu, lipcu, roku i amplitudy roczne. Poniżej map zamieszczono równania hiperpłaszczyzn regresji

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

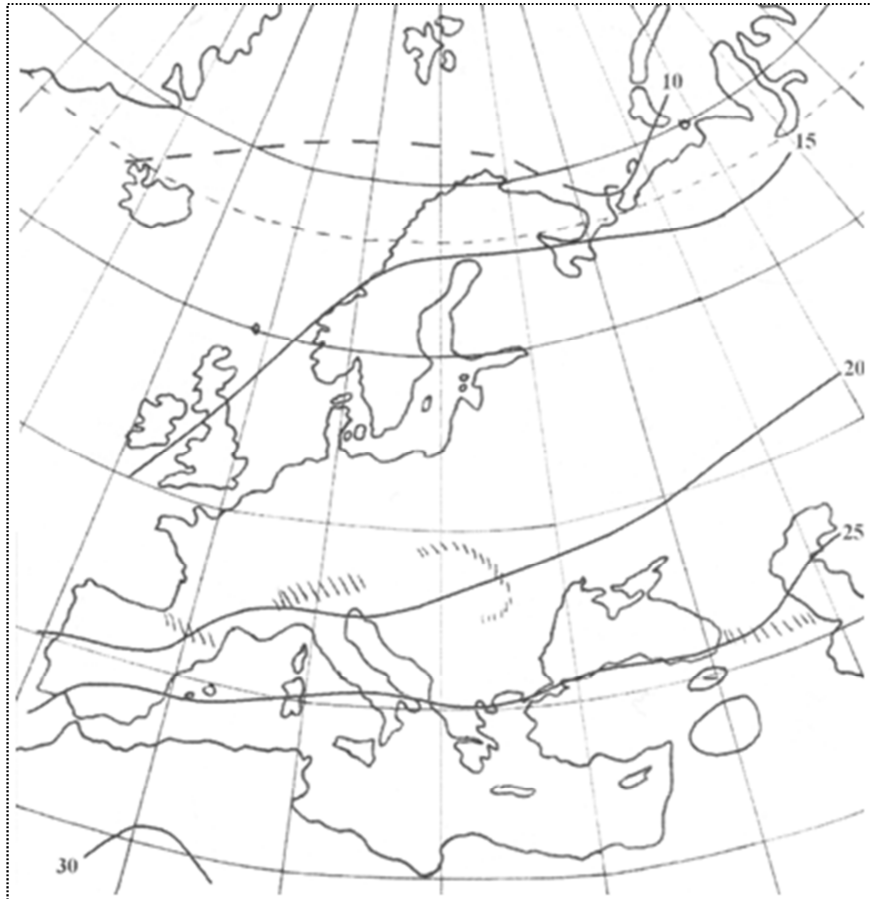
oraz współczynniki korelacji wielokrotnej R (rys. 17-20).



Rys. 17. Temperatura powietrza w Europie w latach 1961-1990 – styczeń
Fig. 17. Air temperature in Europe in the years 1961-1990 – January

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

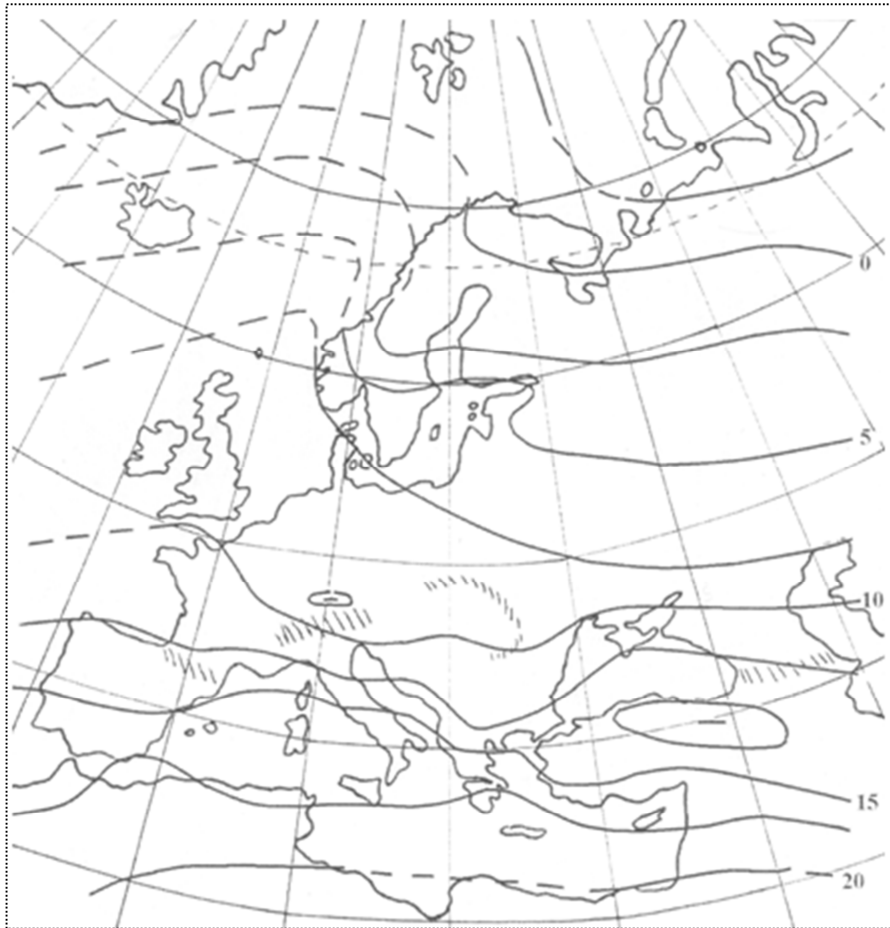
$$T = -0,6772 \varphi - 0,2079 \lambda - 00053 H + 37,91 \quad 0,933$$



Rys. 18. Temperatura powietrza w Europie w latach 1961-1990 – lipiec
Fig. 18. 8 Air temperature in Europe in the years 1961-1990 – July

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

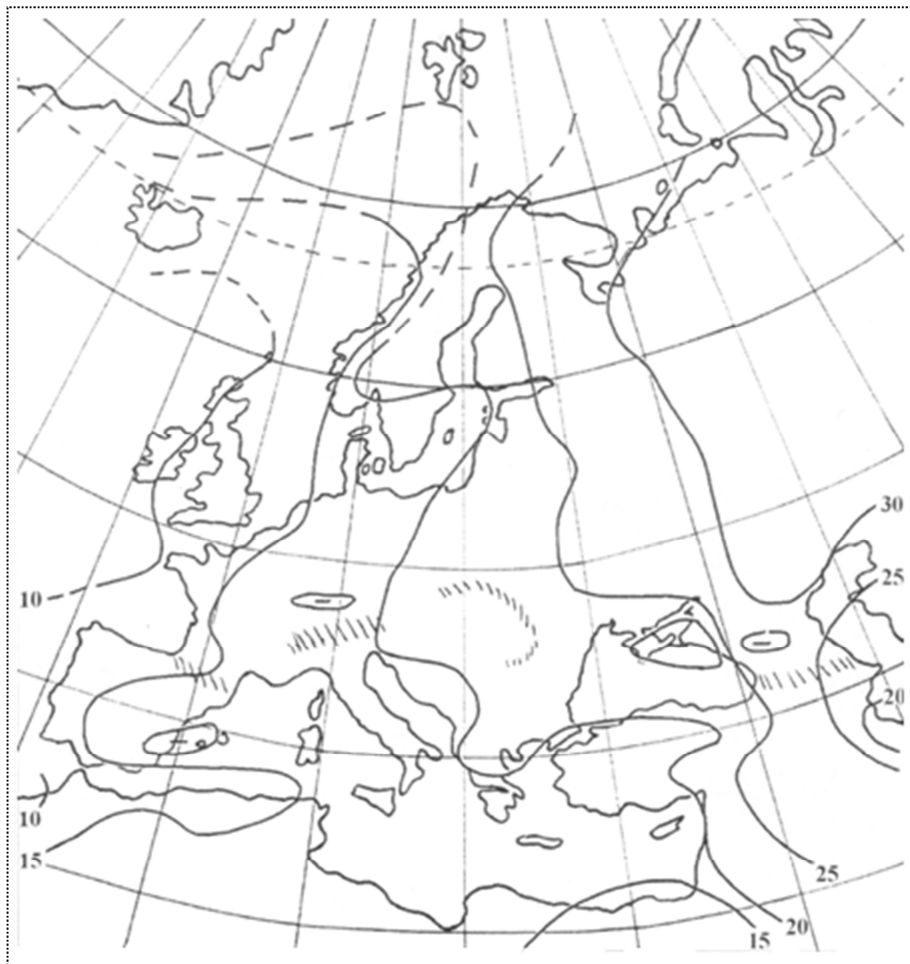
$$T = -0,5158 \varphi - 0,1016 \lambda - 0,00049 H + 43,93 \quad 0,921$$



Rys. 19. Temperatura powietrza w Europie w latach 1961-1990 – rok
Fig. 19. Air temperature in Europe in the years 1961-1990 – year

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

$$T = -0,5921 \varphi - 0,0437 \lambda - 0,00050 H + 43,93 \quad 0,952$$



Rys. 20. Amplituda roczna temperatura powietrza w Europie w latach 1961-1990
Fig. 20. Annual amplitude of air temperature in Europe in the years 1961-1990

$$A = a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H + a_0 \quad R$$

$$A = -0,0011 \varphi + 0,2947 \lambda + 0,15180 H + 6,8351 \quad 0,725$$

Na obszarze Europy (w trzydziestoleciu 1961- 1990, rys. 21-22) 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 polarne morskiego z Oceanu Atlantyckiego i ochładzający – mas powietrza napływającego z głębi kontynentu. 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. 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

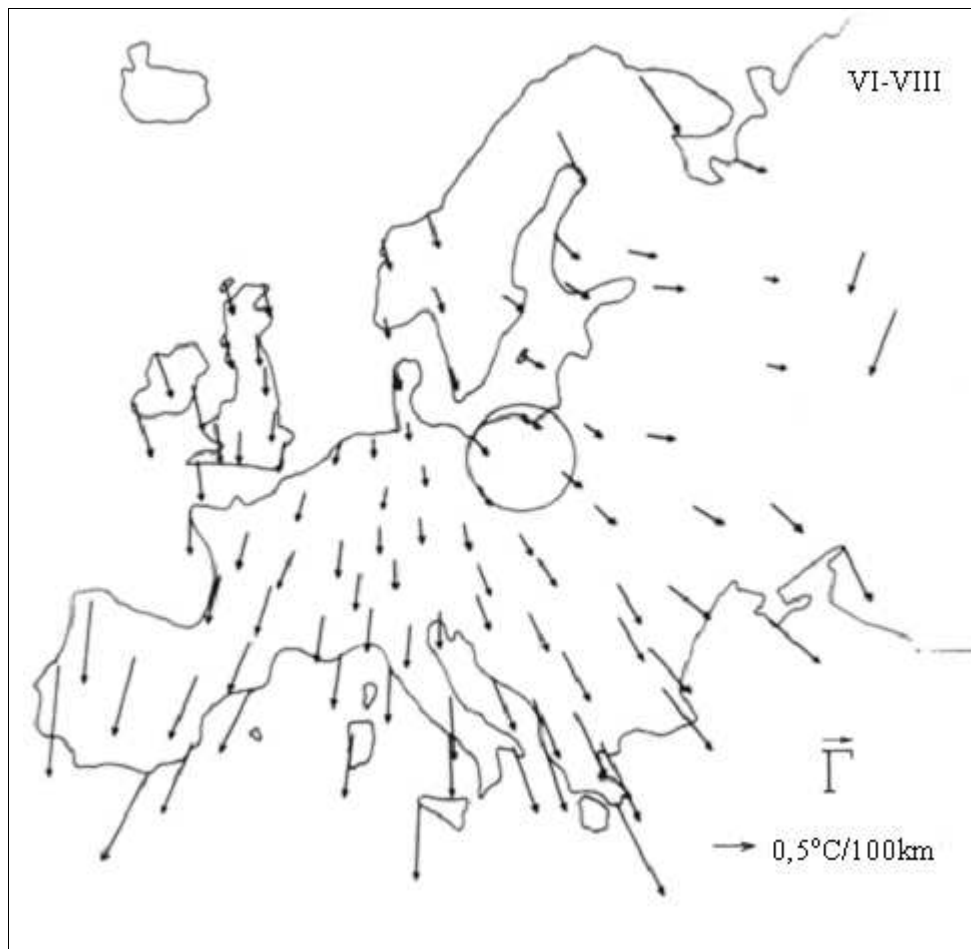


Rys. 21. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ w Europie (1961-1990)– zima

Fig. 21. Horizontal gradients of air temperature $\vec{\Gamma}$ in Europe (1961-1990) – winter

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 Warsza-

wie długość gradientu horyzontalnego temperatury powietrza ($\bar{\Gamma}$) zmienia się w ciągu roku od $0,35^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ (sierpień) do $0,88^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ (styczeń).



Rys. 22. Gradienty horyzontalne temperatury powietrza $\bar{\Gamma}$ w Europie (1961-1990) – lato

Fig. 22. Horizontal gradients of air temperature $\bar{\Gamma}$ in Europe (1961-1990) – summer

Istotne znaczenie poznawcze ma wyodrębnienie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy. Rozwiązanie tego problemu było możliwe dzięki wprowadzeniu gradientu horyzontalnego temperatury powietrza $\bar{\Gamma}$. Tak zdefiniowany gradient horyzontalny $\bar{\Gamma}$ nie zależy od wysokości terenu (H), ponieważ spadek temperatury z wysokością uwzględnia gradient hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$. W ten sposób wyodrębniono wpływ ukształtowania powierzchni Europy na pole temperatury powietrza.

Strefy oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy wskazują izarytmy azymutów $\alpha = \text{const.}$, tj. kątów odchylenia gradientów horyzontalnych – wektorów Γ od południków miejscowych.

Prawie przez 8 miesięcy (IX-IV) wektory $\vec{\Gamma}$ są odchyłone na zachód od południków miejscowych ($0 < \alpha < 180^\circ$). Pole wektorowe Γ cechują w tych miesiącach izarytmy o wartościach $\alpha = 30^\circ$ i $\alpha = 60^\circ$. W pozostałych 4 miesiącach (V-VIII) położenie izarytm jest odmienne. Wektory gradientów horyzontalnych temperatury powietrza $\vec{\Gamma}$ są odchyłone na wschód od południków miejscowych ($180^\circ < \alpha < 360^\circ$ czy też $-180^\circ < \alpha < 0^\circ$). Izarytmy $180^\circ < \alpha < 360^\circ$ świadczą w tej porze roku o ochładzającym oddziaływaniu Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1994).

5.6. Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza

Miarą wpływu czynników lokalnych: mniejszych form rzeźby terenu, ekspozycji względem Słońca czy też czynników antropogenicznych na pole temperatury powietrza w poszczególnych punktach (Φ_i, Λ_i, H_i) Europy są reszty wielomianowe ε_i . Zmierzona wartość temperatury T_i , jest sumą: obliczonej z wielomianu regresji $f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i)$ 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 $N = 34$ parametrów – współczynników regresji a_1, \dots, a_N (wg najmniejszych kwadratów). Te 34 parametrów nie wystarcza jednak by opisać wszystkie lokalne oddziaływania, oprócz składnika deterministycznego $f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i)$ tzw. trendu przestrzennego jeszcze składnik losowy ε_i , (nieokreślony). Reszty ε_i mają w populacji rozkład zbliżony do gaussowskiego o parametrach 0, δ , 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 $\varepsilon_i = -2,5^\circ\text{C}$ w górach do $\varepsilon_i = 1,5^\circ\text{C}$ na nizinach północnej Europy (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1994).

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 $\varepsilon_i = -0,5^\circ\text{C}$, $\varepsilon_i = 0,0^\circ\text{C}$ i $\varepsilon_i = 0,5^\circ\text{C}$.

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 $N = 34$ 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 ($\epsilon_i > 0$).

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 jednocześnie rolę 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 – $\delta = 0,92^\circ\text{C}$, IV-IX – $\delta = 0,71^\circ\text{C}$, I-XII – $\delta = 0,64^\circ\text{C}$.

Należy podkreślić, że wprowadzenie trójwymiarowych modeli (oprócz szerokości i długości geograficznej także wysokości n.p.m.) ma ogromne znaczenie jako metoda interpolacyjna. 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.

O zależności temperatury powietrza od szerokości geograficznej (φ) i odległości od Oceanu Atlantyckiego (λ) oraz wysokości n.p.m. (H) w Europie informują wykresy (profile): $T(\varphi)$, $T(\lambda)$, $T(H)$ na rys. 23-27.

5.7. Deformacje pola temperatury powietrza przez miasta

Zmierzone wartości temperatury powietrza T_1, \dots, T_n , na n stacjach meteorologicznych zlokalizowanych w pobliżu dużych miast są sumą dwóch składników: naturalnego T_N i antropogenicznego ΔT , gdzie $T = T_N + \Delta T$.

Składnik naturalny T_N jest wypadkową nakładającej się zmienności południkowej, równoleżnikowej i hipsometrycznej – wynikającej z różnicy wysokości n.p.m. Składnik naturalny T_N zależy w dużym stopniu od odległości od Oceanu Atlantyckiego. Ogólnie, jest on silnie skorelowany z szerokością geograficzną φ , długością geograficzną λ i wysokością nad poziomem morza H . Składnik naturalny pola temperatury powietrza ($\varphi_i, \lambda_i, H_i, T_i$) jest w dużej mierze opisany przez składnik (deterministyczny trendu przestrzennego $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$)

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

Natomiast składnik antropogeniczny pola temperatury powietrza ΔT zawarty jest w resztach ϵ_i . Wynika to głównie z rozproszenia dużych miast na obszarze Europy.

Składnik antropogeniczny ΔT jest wypadkową przyrostów temperatury powietrza:

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_z + \Delta T_c + \Delta T_s$$

wynikających z:

ΔT_a – akumulacji ciepła przez zabudowę (w dzień)

ΔT_z – ze zmętnienia atmosfery (absorpcja promieniowania słonecznego)

ΔT_c – efektu cieplarnianego atmosfery, wywołanego przez CO₂

ΔT_s – ciepła sztucznego

Te przyrosty temperatury powietrza mają znak: $\Delta T_a > 0$, $\Delta T_z < 0$, $\Delta T_c > 0$, $\Delta T_s > 0$.

Tak więc każdą z reszt ε_i można traktować jako sumę

$$\varepsilon_i = \varepsilon_i^N + \Delta \varepsilon_i$$

dwóch składników: ε_i^N – wynikającego z oddziaływania naturalnych czynników lokalnych i $\Delta \varepsilon_i$ – wywołanego przez czynniki antropogeniczne. Na ogół składnik antropogeniczny $\Delta \varepsilon_i$ jest dodatni, ze względu na tzw. miejskie wyspy ciepła ($\Delta T > 0$).

Dość dobrą miarą składnika antropogenicznego ΔT pola temperatury może być różnica reszt między miejscowościami A i B:

$$\Delta \varepsilon = \varepsilon_A - \varepsilon_B$$

położonymi blisko siebie – leżącymi na tej samej wysokości n.p.m.

Na przykład opisując pole temperatury powietrza w Polsce 1951-1960, ($n = 321$) wielomianem regresji czwartego stopnia otrzymuje się dla stacji meteorologicznych: Warszawa- Okęcie (A) i Warszawa- Bielany (B) następujące reszty (w °C):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII
A. Okęcie	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,2
B. Bielany	0,2	0,3	0,2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	10,6	0,5	0,2	0,3

Natomiast z wielomianu regresji czwartego stopnia, opisującego pole temperatury powietrza w Europie (1931-1960, $n = 276$) dla Warszawy (Okęcie) otrzymuje się reszty:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,27	0,21	0,03	0,12	0,27	-0,31	-0,72	-0,64	-0,5	-0,47	-0,18	0,27

W tym przypadku reszty ε_i są dodatnie tylko w miesiącach zimowych i wiosennych, które wskazują iż peryferie miasta są cieplejsze niż to wynika z modelu $T = f(\varphi, \lambda, H)$.

Interesujące jest, że w niektórych miastach reszty ε_i są dodatnie w ciągu całego roku np. w Moskwie, Madrycie, Atenach:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Moskwa	1,12	0,7	0,7	0,6	0,3	0,18	0,23	0,16	0,37	0,68	0,68	0,96
Madryt	-0,45	0,2	0,4	1,2	0,7	1,3	1,75	1,76	0,98	0,35	0,07	0,33
Ateny	2,4	1,9	1,1	0,8	1,3	1,48	1,69	1,47	1,22	1,56	1,73	1,92

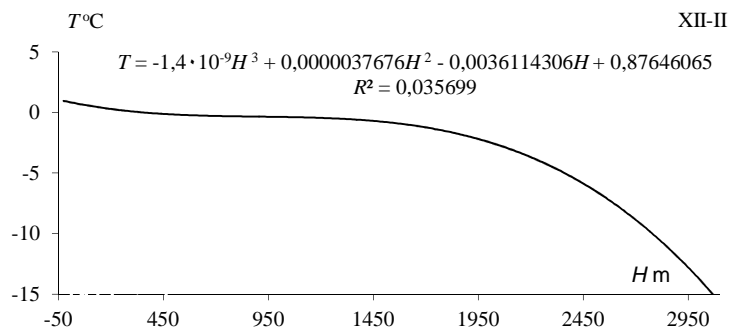
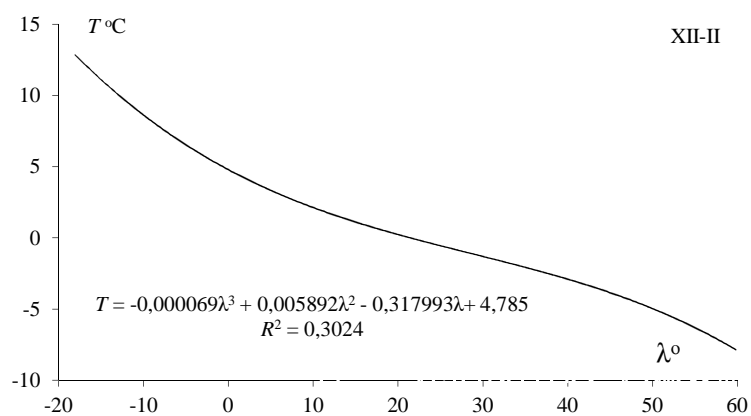
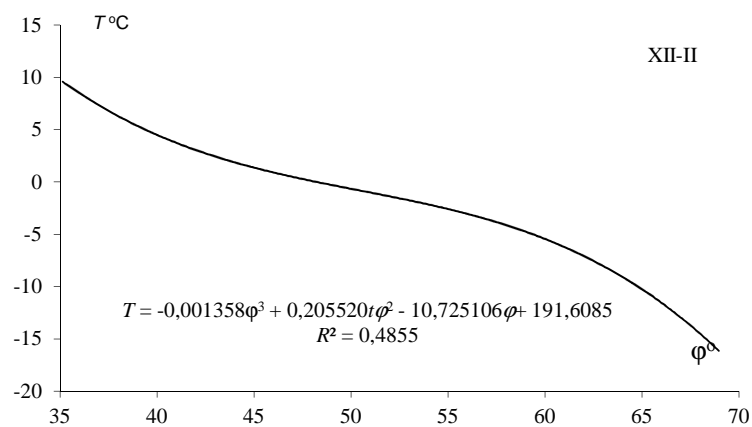
Te duże dodatnie reszty w ciągu całego roku w tych i innych miastach są prawdopodobnie efektem miejskiej wyspy ciepła (tab. 3-4).

Tabela 3. Różnice $T_i - T_{obl}$ między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu 4 stopnia T_{obl} wartościami temperatury powietrza w Europie – zima, lato, rok
Table 3. Differences of air temperature $T_i - T_{obl}$ between measured T_i values and calculated by means of 4 th degree multinomial T_{obl} in Europe – winter, summer, and year

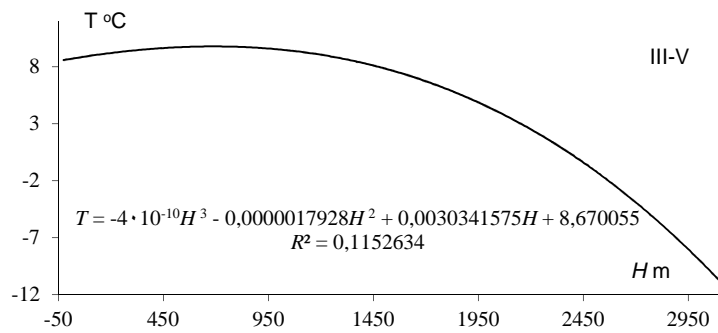
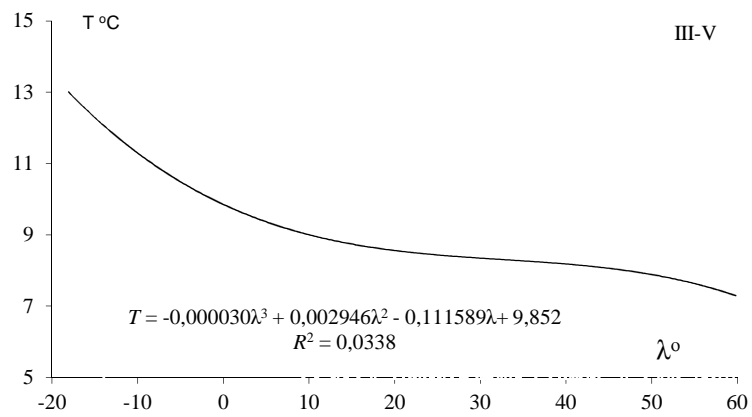
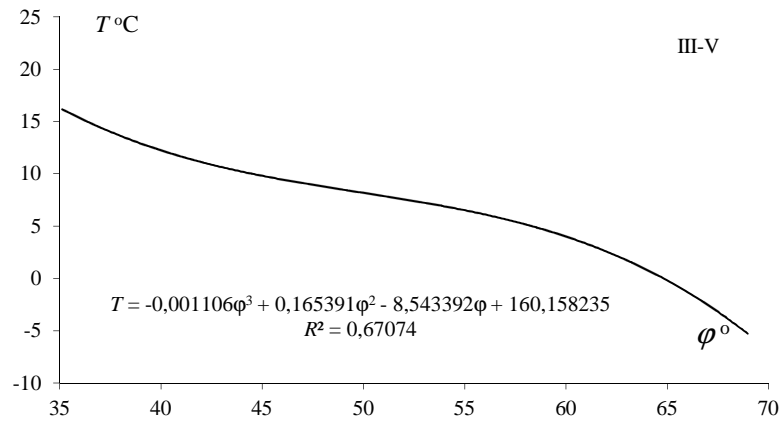
Miejscowość	Zima			Lato			Rok		
	T_i	T_{obl}	$T_i - T_{obl}$	T_i	T_{obl}	$T_i - T_{obl}$	T_i	T_{obl}	$T_i - T_{obl}$
Murzański	-10,1	-9,595	-0,50	11,5	12,536	-1,04	0,2	0,618	-0,42
Reykjavik	0,1	0,469	-0,37	10,7	10,747	-0,05	5,0	4,995	0,02
Aberdeen	3,0	2,890	0,11	13,2	13,794	-0,59	7,9	8,123	-0,22
London	4,6	5,012	-0,41	16,9	16,417	0,48	10,5	10,561	-0,06
Dublin	4,9	5,059	-0,16	14,7	14,401	0,30	9,5	9,608	-0,11
Oslo	-3,6	-2,084	-1,52	16,0	14,269	1,73	5,9	5,811	0,09
Sztokholm	-2,0	-3,366	1,37	16,4	15,288	1,11	6,6	5,606	0,99
Paryż	3,9	4,585	-0,68	18,4	18,066	0,33	11,3	11,237	0,06
Bruksela	2,7	2,908	-0,21	17,2	17,314	-0,11	10,0	10,027	-0,03
Zurych	-0,2	-0,454	0,25	16,8	16,792	0,01	8,5	8,392	0,11
Helsinki	-5,1	-6,471	1,37	15,6	15,556	0,04	4,6	4,148	0,45
Praha	-1,7	-1,485	0,22	17,2	17,670	-0,47	7,9	8,278	-0,38
Budapeszt	0,5	0,824	-0,32	21,3	20,047	1,25	11,2	10,542	0,66
Bukareszt	-1,0	1,987	-2,99	22,3	22,420	-0,12	11,1	12,203	-1,10
Sofia	-0,2	-0,122	-0,08	20,3	19,629	0,67	10,4	10,095	0,30
Belgrad	1,3	2,634	-1,33	21,7	21,343	0,36	11,8	12,107	-0,31
Ateny	10,1	8,006	2,09	26,5	24,987	1,51	17,8	16,262	1,54
Lizbona	11,3	11,190	0,11	21,6	21,018	0,58	16,6	16,238	0,36
Madryt	5,7	5,653	0,05	22,8	21,196	1,60	13,9	13,190	0,71
Neapol	9,1	7,940	1,16	22,9	2,3300	-0,40	15,8	15,588	0,21
Moskwa	-8,7	-9,671	0,97	17,6	17,442	0,16	4,4	3,845	0,56
Odessa	-1,2	-1,047	-0,15	21,2	21,988	-0,79	9,9	10,460	-0,56
Warszawa	-2,3	-2,553	-0,25	17,8	18,389	-0,59	7,8	7,911	-0,11

Tabela 4. Różnice $T_i - T_{obl}$ między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu 4 stopnia T_{obl} wartościami temperatury powietrza w Europie – Styczeń, Lipiec
Table 4. Differences of air temperature $T_i - T_{obl}$ between measured T_i values and calculated by means of 4 th degree multinominal T_{obl} in Europe – January, July

Miejscowości	Styczeń			Lipiec		
	T_i	T_{obl}	$T_i - T_{obl}$	T_i	T_{obl}	$T_i - T_{obl}$
Murmańsk	-10,9	-10,644	-0,26	13,4	14,437	-1,04
Reykjavik	-0,2	0,249	-0,45	11,4	11,442	-0,04
Aberdeen	2,4	2,345	0,06	14,0	14,472	-0,47
Londyn	4,2	4,555	-0,35	17,6	17,000	0,60
Dublin	4,3	4,637	-0,37	15,3	14,816	0,48
Oslo	-4,7	-2,967	-1,73	17,3	15,427	1,87
Sztokholm	-2,9	-4,317	1,42	17,8	16,523	1,28
Paryż	3,4	4,052	-0,65	19,1	18,755	0,34
Bruksela	2,1	2,299	-0,20	17,8	18,062	-0,26
Zurych	-1,1	-1,290	0,19	17,6	17,558	0,04
Helsinki	-6,0	-7,557	1,56	17,1	17,001	0,10
Praha	-2,6	-2,596	-0,00	17,9	18,518	-0,62
Budapeszt	-1,1	-0,399	-0,70	22,2	20,882	1,32
Bukareszt	-2,7	0,646	-3,35	23,3	23,372	-0,07
Sofia	-1,7	-1,760	0,06	21,3	20,577	0,72
Belgrad	-0,2	1,350	-1,55	22,6	22,135	0,46
Ateny	9,3	6,896	2,40	27,6	25,914	1,69
Lizbona	10,8	10,681	0,12	22,2	21,722	0,48
Madryt	4,9	5,347	-0,45	24,2	22,450	1,75
Neapol	8,5	7,013	1,49	23,6	24,034	-0,43
Moskwa	-9,9	-11,018	1,12	19,0	18,770	0,23
Odessa	-2,2	-2,421	0,22	22,4	23,091	-0,69
Warszawa	-3,5	-3,770	0,27	18,7	19,425	-0,72

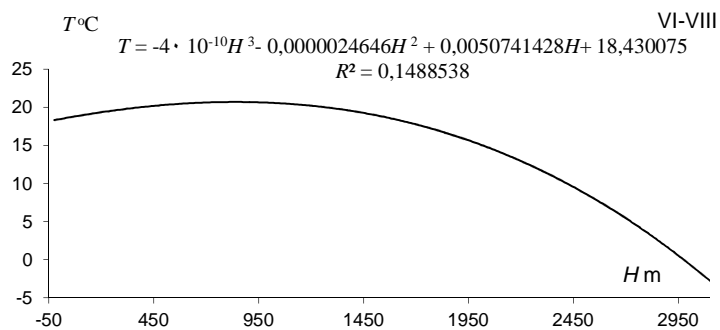
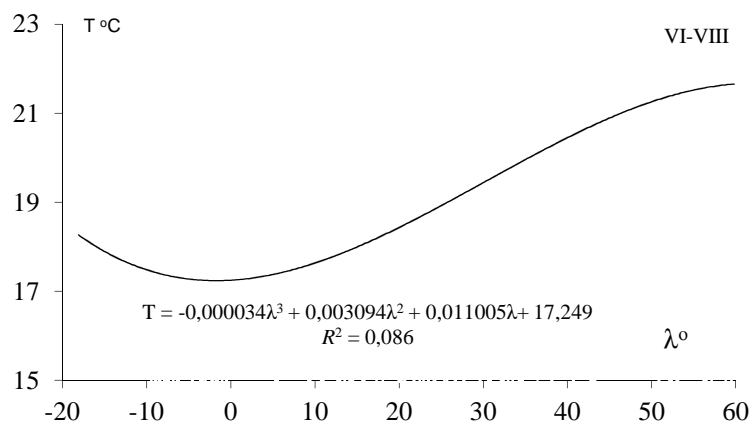
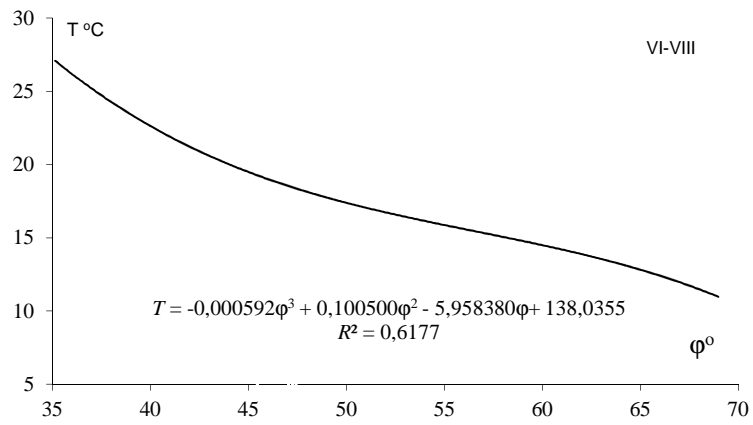


Rys. 23. Profile temperatury powietrza w Europie (1961-1990): południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – zima
Fig 23. Profiles of air temperature in Europe (1961-1990): longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – winter



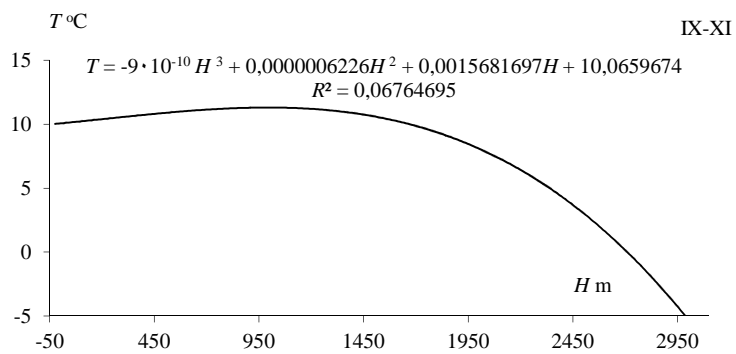
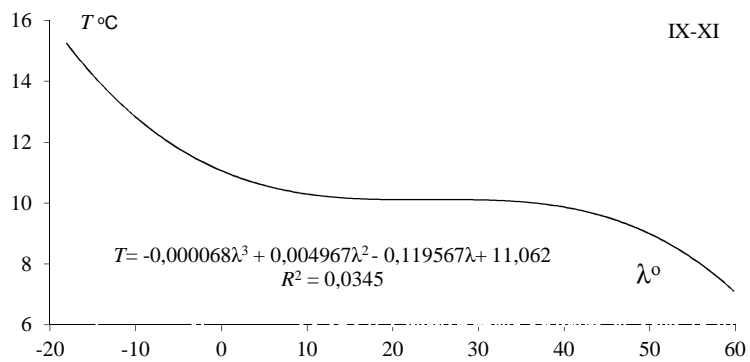
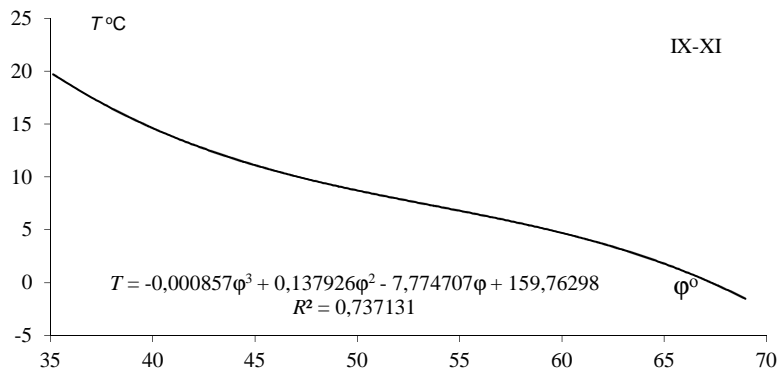
Rys. 24. Profile temperatury powietrza w Europie (1961-1990): południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – wiosna

Fig. 24. Profiles of air temperature in Europe (1961-1990): longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – spring



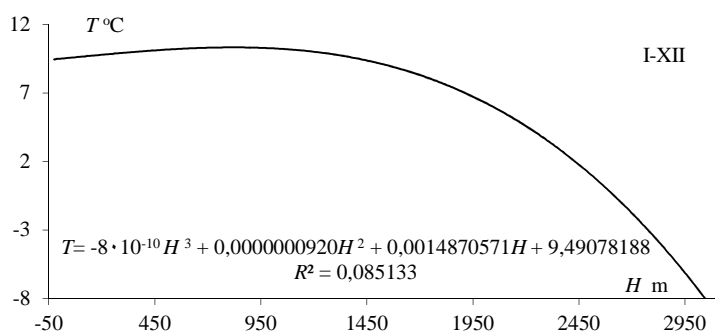
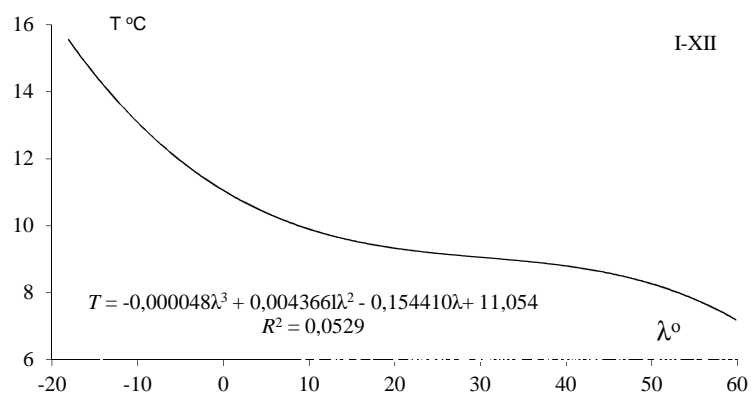
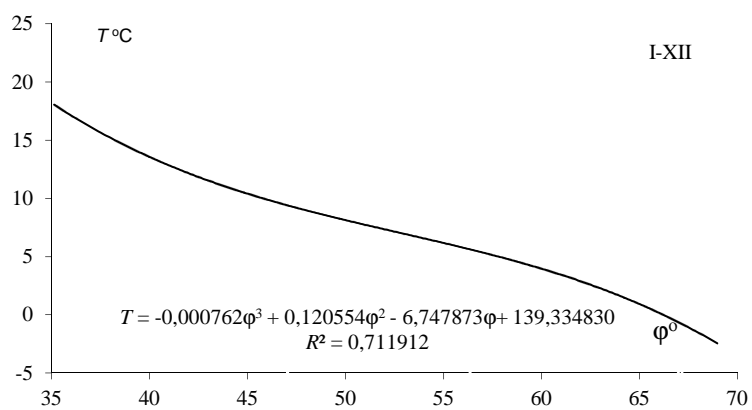
Rys. 25. Profile temperatury powietrza w Europie (1961-1990): południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – lato

Fig. 25. Profiles of air temperature in Europe (1961-1990): longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – summer



Rys. 26. Profile temperatury powietrza w Europie (1961-1990): południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – jesień

Fig. 26. Profiles of air temperature in Europe (1961-1990): longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – autumn



Rys. 27. Profile temperatury powietrza w Europie (1961-1990): południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ – rok

Fig. 27. Profiles of air temperature in Europe (1961-1990): longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ – year

5.8. 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.

Dobrym narzędziem badań ogólnych cech klimatu Europy okazało się równanie hipersferycznej 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 gradienty 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.

Gradienty 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 $a_1 = \frac{\partial T}{\partial \varphi}$ 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

$a_2 = \frac{\partial T}{\partial \lambda}$ 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 $a_3 = \frac{\partial T}{\partial H}$ temperatury powietrza

opisuje średni jej spadek o $0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 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: $a_1 = -0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$, $a_3 = -0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$ nie różnią się od znanych z literatury. Gradient hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H} = a_3 = -0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$ jest zbliżony do gradientu wilgotno-adiabaticznego – określonego na podstawie sondażu aerologicznych w przyziemnej warstwie atmosfery. Trzeba zauważyć, że gradient południkowy $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = -0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ nie odbiega też od średniego na półkuli północnej $0,5\text{-}0,6 \text{ } ^\circ$ (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 $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial T}{\partial H}$.

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 powie-

trza $(-\frac{\partial T}{\partial H})$ maleje do 0,36 °C/100m, a wyżej na wysokości 2500 m n.p.m. – szybko wzrasta do 0,66 °C/100 m. Po osiągnięciu maksimum, spadki temperatury powietrza maleją do 0,3 °C/100m – 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 °C na zachodzie do 32,5 ° na wschodzie.

Gradient zerowy rocznej amplitudy $\frac{\partial A}{\partial \lambda} = 0$ °C/1°λ występuje w pobliżu południka -15°. Gradient równoleżnikowy jest dodatni na wschód od południka -15°. Amplituda roczna temperatury wzrasta na wschód średnio o 0,4 °C/1°λ. Wynika to niewątpliwie z oddziaływania mas powietrza polarno-morskiego. Novum 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 $T = f(\Phi, \lambda, H)$ względem szerokości Φ i długości geograficznej λ oraz wysokości nad poziomem morza H . We wzorach Φ i λ wyrażono w setkach km, a wysokość H – w hm. Gradient pola temperatury powietrza zdefiniowano matematycznie:

$$gradT = \left[\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \lambda}, \frac{\partial T}{\partial H} \right]$$

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:

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

$$\lambda = 1,111 \lambda^\circ \cos \varphi$$

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 $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = const$ 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 polarno-morskich mas powietrza. Przez środkową Europę przechodzi izolinia -0,6 °C/100 km, świadcząca o malejącym zniekształceniu pola temperatury przez ocean. Układ zolinii

$\frac{\partial T}{\partial \Phi} = const$ 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 $\frac{\partial T}{\partial \Lambda} = const$ 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 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.

Gradienty hipsometryczne temperatury powietrza $\frac{\partial T}{\partial H}$ zmieniają się w Europie za-

leżnie 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 południ-

kowymi $H(\varphi)$ 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 :

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

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 ($a < 180^\circ$) 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 tempera-

tury 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 morskigo z Oceanu Atlantyckiego i ochładzający – mas powietrza napływającego z głębi kontynentu. 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. 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 półroczia chłodnego (X-III) niż ciepłego (IV-IX). Na przykład w Warszawie długość gradientu horyzontalnego temperatury powietrza (F) zmienia się w ciągu roku od $0,35\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ (sierpień) do $0,88\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ (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.

Gradient horyzontalny temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym $\vec{\gamma}$ jest wypadkową nakładania: zmian strefowych temperatury powietrza uwarunkowanych

szerokością geograficzną $\bar{\Gamma}_S$, oddziaływania mas powietrza polarnego morskigo i kontynentalnego $\bar{\Gamma}_A$ oraz wpływu ukształtowania powierzchni Ziemi ($\Delta\bar{\Gamma}$)

$$\bar{\gamma} = \bar{\Gamma} + \Delta\bar{\Gamma} \quad , \quad \text{gdzie } \bar{\Gamma} = \bar{\Gamma}_S + \bar{\Gamma}_A$$

Pole temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym cechuje się na ogół astrefowym układem gradientów horyzontalnych $\bar{\gamma}$ – o kierunkach odbiegających od południków miejscowych. Azymuty wektorów $\bar{\gamma}$ – 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 $\bar{\gamma}$ 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. 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 $\varepsilon_i = -2,5^\circ\text{C}$ w górach do $\varepsilon_i = 1,5^\circ\text{C}$ 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 $\varepsilon_i = -0,5^\circ\text{C}$, $\varepsilon_i = 0,0^\circ\text{C}$ i $\varepsilon_i = 0,5^\circ\text{C}$.

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.

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:

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

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

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

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 $a_1 = \frac{\partial T}{\partial \varphi}$ 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 $a_2 = \frac{\partial T}{\partial \lambda}$ 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 $a_3 = \frac{\partial T}{\partial H}$ – 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 diabatic 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 latitude (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 $-1.4 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, warm half-year $-0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ and year $-0.6 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ occur in the lowland belt between the parallels $52-56^{\circ}$. 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 $-2.2 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ and in the south X-III -2.4 , IV-IX -1.2 , I-IX $-1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$.

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 $-0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ in the cool half-year, 0.5 to $-0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ in the warm half-year and from 0.6 to $-0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 $0.36 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$, and higher, at the altitude of 2500 m a.s.l. , it rapidly increases to reach $0.66 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$. 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 latitudinal gradient $\frac{\partial A}{\partial \lambda}$. The annual amplitude of temperature changes within the territory of Europe from some $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ in the west to $32.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ in the east.

The zero gradient of the annual temperature $\frac{\partial A}{\partial \lambda} = 0 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ 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 $0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ 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 $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ with respect to geographical latitude Φ and longitude Λ , as well as altitude above sea level H . In the formulae Φ and Λ 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 $^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$, and, $^{\circ}\text{C}/100$

m. Horizontal vertical components $\frac{\partial T}{\partial \Phi}, \frac{\partial T}{\partial \Lambda}$, were expressed in $^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$, by transforming

geographical coordinates:

$$\begin{aligned} \Phi &= 1,11 \varphi \\ \Lambda &= 1,111 \lambda^{\circ} \cos \varphi^{\circ} \end{aligned}$$

Thus defined gradients separate in each place the influence of geographical latitude (Φ), geographical longitude Λ (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 isarithms $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = const$ should be latitudinal. The impact of the Atlantic on the temperature field is expressed by the deviation of isarithms $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ from local parallels. They assure the direction of the SW sector.

The isoline $-0.4 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{km}$ 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 $-0, 6^\circ\text{C}/100\text{km}$, testifying to a decreasing deformation of the temperature field by the Ocean. The system of isolines $\frac{\partial T}{\partial \Phi} = const$ 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 $0.2 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ km}$ to above $0.8 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ km}$ 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 $-0.4 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ 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 $2 \text{ }^\circ\text{C}/1000\text{m}$. 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:

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

the components of which: meridional $\frac{\partial T}{\partial \Phi}$ and latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \Lambda}$ are expressed in $^\circ\text{C}/100 \text{ km}$.

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 $^\circ\text{C}/100 \text{ km}$.

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 $^\circ\text{C}/100\text{km}$ (August) to 0.88 $^\circ\text{C}/100\text{km}$ (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 $-180^\circ < a < 0$). Isarithms $180^\circ < a < 360^\circ$ 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 ($\Delta\vec{\Gamma}$):

$$\vec{\gamma} = \vec{\Gamma} + \Delta\vec{\Gamma} ,$$

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 $A = 0^0$ to $A = 360^0$.

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 $0, \delta$, 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

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 (skrót), recenzja tomu: Jerzy Kondracki – Przedmowa

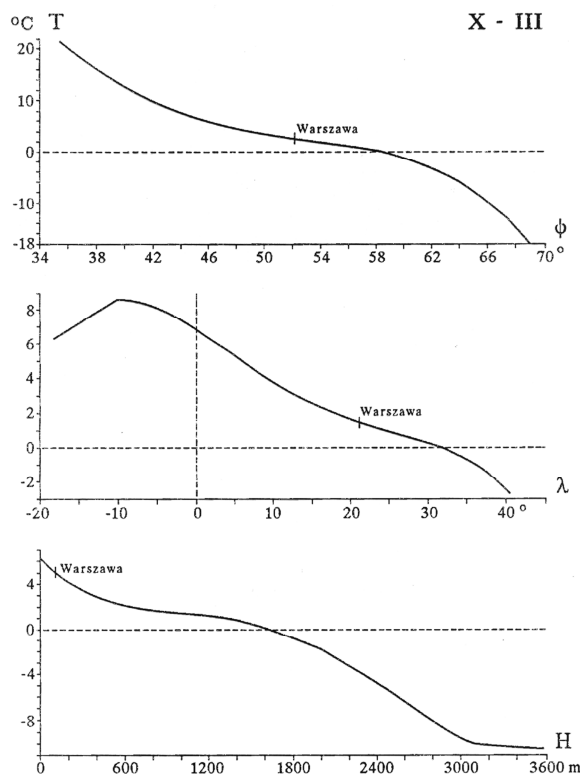
Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XX-XXI, *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, Warszawa, ss. 266 (zob. str. 67-126 – zmieniony)

VI. DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH PRZEZ MIASTO

6.1. Wpływ położenia geograficznego na klimat miast w Europie

Dotychczasowe wyniki badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat przyczyniły się głównie do poznania cech termicznych klimatu miast Europy, a zwłaszcza Polski. Najważniejszym obiektem badań była i jest nadal Warszawa.

Na uwagę zasługuje ocena wpływu położenia geograficznego na cechy termiczne miast w Europie – ze szczególnym uwzględnieniem Polski na podstawie profili składowych pola temperatury powietrza (rys. 1):



Rys. 1. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ (1931-1960, X-III)

Fig. 1. Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$, hypsometric $T(H)$ (1931-1960, X-III)

Z modeli statystycznych 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 polarnego morskiego) 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 lądu Azji. Pole temperatury po-

wietrza w miastach położonych na południe i na północ od nizin europejskich jest głównie zdeformowane przez wysokość n.p.m. Najbardziej go deformują kotliny śródgórskie w Alpach, Karpatach, Sudetach (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1984).

Z modeli symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Europie wynika też znaczący wpływ czynników antropogenicznych na kształtowanie 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.

6.2. Deformacja pola temperatury przez czynniki lokalne

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 jednocześnie rolę czynników geograficznych.

Wielomiany regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$ – względem trzech współrzędnych położenia – szerokości i długości geograficznej Φ, Λ (w setkach km) i wysokości nad poziomem morza, H (hm) wyjaśniają prawie 98% wariacji temperatury powietrza.

Miarą wpływu czynników lokalnych: mniejszych form rzeźby terenu, ekspozycji względem Słońca czy też czynników antropogenicznych na pole temperatury powietrza w poszczególnych punktach (Φ_i, Λ_i, H_i) Europy są reszty wielomianowe ε_i . Zmierzona wartość temperatury T_i , jest sumą: obliczonej z wielomianu regresji $f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i)$ 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 $N = 34$ parametrów – współczynników regresji a_1, \dots, a_N (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 $f(\Phi_i, \Lambda_i, H_i)$ tzw. trendu przestrzennego jeszcze składnik losowy ε_i , (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 $\varepsilon_i = -2,5^{\circ}\text{C}$ w górach do $\varepsilon_i = 1,5^{\circ}\text{C}$ na nizinach północnej Europy (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1994).

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

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 ($\varepsilon_i > 0$).

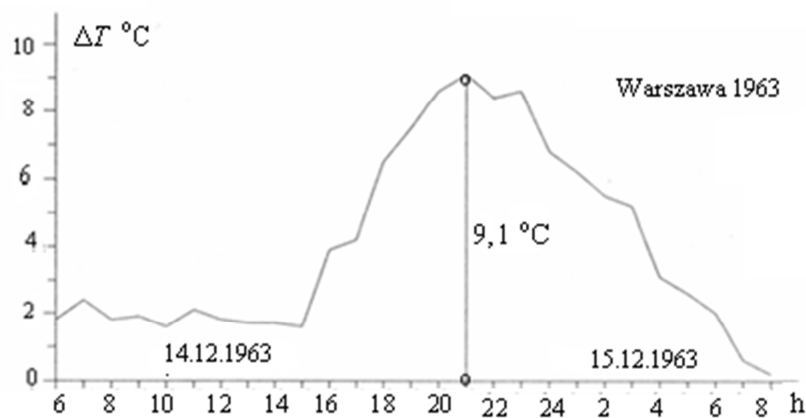
Przyrosty lub spadki temperatury powietrza (ΔT) w mieście dostarczają informacji o tempie nagrzewania i wychładzania miasta, tj. o tendencji zmian $a = \frac{\partial T}{\partial t}$ w stosunku do terenów niezabudowanych. Tereny o gęstej zabudowie (śródmiejskie) cechują się powolniejszym tempem nagrzewania i wychładzania niż peryferyjne, zwłaszcza w miesiącach letnich

Ilościowym wskaźnikiem nadwyżki energii cieplnej w Warszawie jest wyższa temperatura powietrza w odniesieniu do terenów otaczających miasto. „Intensywność” miejskiej wyspy ciepła w Warszawie określa różnica temperatury powietrza $\Delta T = T_m - T_o > 0$ między miastem (T_m) a peryferiami (T_o), która cechuje się cyklicznymi wahaniami dobowymi i rocznymi oraz wieloletnimi. Zjawisko to nie jest stabilne, lecz cechuje się dużą zmiennością zarówno w cyklu dobowym, jak też rocznym – zależnie od stanu atmosfery. Miejska wyspa ciepła w Warszawie cechuje się nawet trendem czasowym – wiekowym.

Zakres deformacji pola temperatury powietrza przez miasto w zależności od pory doby, roku i warunków pogodowych przedstawiono na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, ($\varphi = 52,1^\circ\text{N}$, $\lambda = 21,0^\circ\text{E}$, $H = 106$ m n.p.m.). Materiały źródłowe pochodzą głównie ze śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej „Uniwersytet” Zakładu Klimatologii UW, działającej od 1956 r. Wyniki badań odniesiono do danych z peryferyjnej stacji synoptycznej „Okęcie”.

6.3. Zmiany dobowe i roczne miejskiej wyspy ciepła w Warszawie

Wyspa ciepła w Warszawie tj. różnica temperatury powietrza ($\Delta T = T_m - T_o > 0$) między miastem (T_m) a peryferiami (T_o) cechuje się periodycznymi wahaniami – dobowymi i rocznymi oraz wieloletnimi. Istotne jest poznanie dobowych zmian różnic ΔT i wyznaczenie terminów pojawiania się wyspy ciepła, występowania maksimum jej intensywności oraz czasu jej zaniku. Największe różnice temperatury powietrza między miastem i peryferiami ($\Delta T > 0$) występują wieczorem i nocą, a najmniejsze w południe (rys. 2).

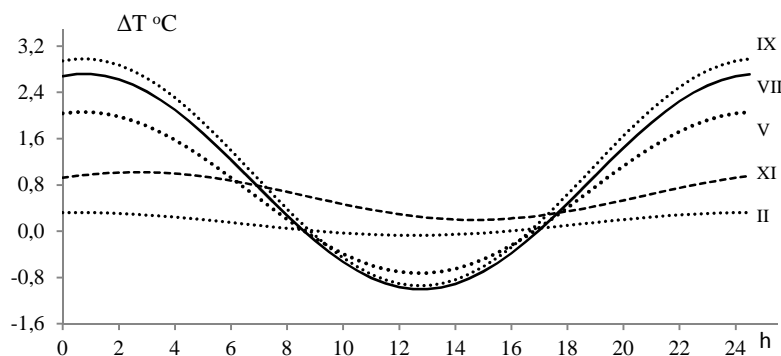


Rys. 2. Przebieg dobowy miejskiej wyspy ciepła ($\Delta T > 0$) w Warszawie (1963)
Fig. 2. Diurnal changes of intensity of heat Island in Warsaw (1963)

Przebiegi dobowe miejskiej wyspy ciepła w Warszawie opisano równaniami sinusoid regresji o częstotliwości $\omega = \frac{2\pi}{24}$, gdzie R – współczynniki korelacji R , F_{obl} – wartości testu Fishera-Snedecora F_{obl} (tab. 1). Minima sinusoid cyklu dobowego różnic ΔT występują w godzinach południowych, a minima – w nocy (rys. 3).

Tabela 1. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) (1963)

		R	F_{obl}
II	$\Delta T=0,125+0,196\sin(\omega t+1,444)$	0,738	12,5
V	$\Delta T=0,667+1,305\sin(\omega t+1,386)$	0,911	51,3
VII	$\Delta T=0,858+1,862\sin(\omega t+1,368)$	0,914	52,9
IX	$\Delta T=1,017+1,963\sin(\omega t+1,377)$	0,960	125,2
XI	$\Delta T=0,608+0,413\sin(\omega t+0,871)$	0,837	24,7



Rys. 3. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) (1969)
Fig 3. Diurnal changes of intensity of „heat island” (ΔT) at Warsaw (1969)

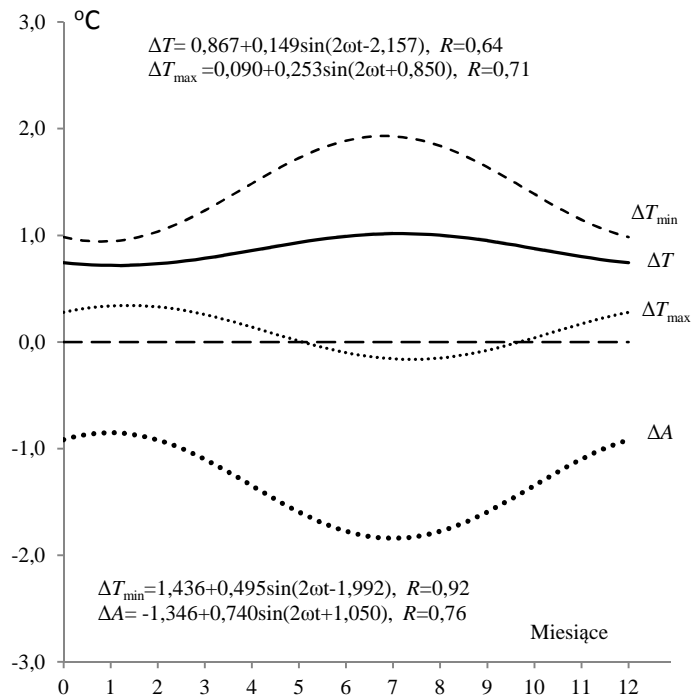
W przebiegu rocznym, różnice ΔT są największe w lecie (w lipcu – ponad 2°C), a najmniejsze w zimie (rys. 4-5).

Przebiegi roczne różnic temperatury powietrza (dobowego minimum T_{min}) w Warszawie w latach 1951-2000 w różnych typach zabudowy opisują równania sinusoid regresji o częstotliwości $\omega = \frac{2\pi}{12}$, gdzie R – współczynnik korelacji (tab. 2.i wykresy – rys. 4).

Tabela 2. Równania sinusoid rocznych zmian różnic temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami w Warszawie w latach 1951-1965 (dobowe minimum ΔT_{min})

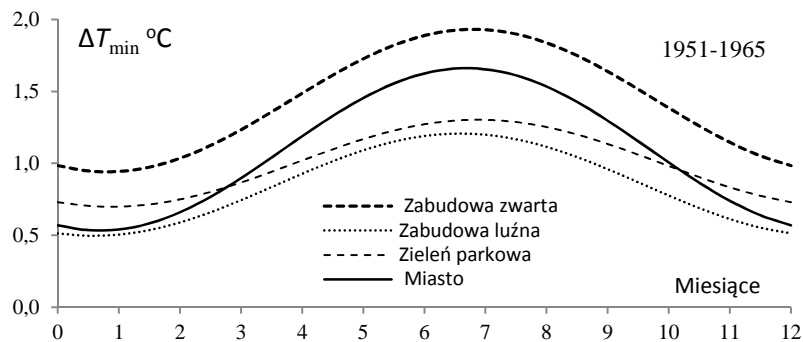
Table 2. Equations of sinusoids of annual changes in air temperature differences between center of the town and its peripheries in Warsaw the years 1951-1965 (daily minimum ΔT_{min})

		R
Zabudowa zwarta	$\Delta T_{min}=1.436+0.495\sin(\omega/t -1.992)$	0.82
Zabudowa luźna	$\Delta T_{min}=0.852+0.355\sin(\omega/t -1.880)$	0.78
Zieleń parkowa	$\Delta T_{min}=1.001+0.302\sin(\omega/t -2.031)$	0.80
Miasto	$\Delta T_{min}=1.097+0.564\sin(\omega/t -1.933)$	0.64



Rys. 4. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza: średniej rocznej (ΔT), maksimum (ΔT_{\max}), minimum (ΔT_{\min}) i dobowej amplitudy (ΔA) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie)

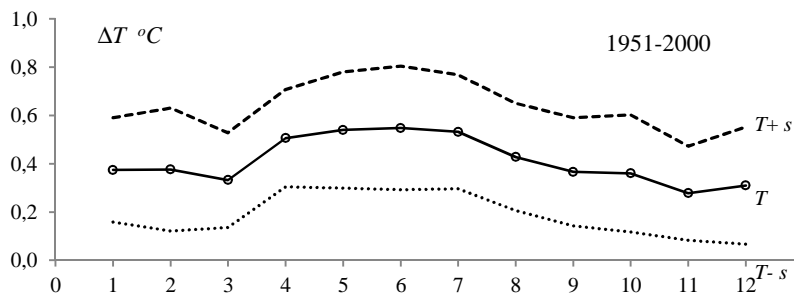
Fig. 4. The annual changes of the differences of air temperature: of the daily average (ΔT), maximum temperature (ΔT_{\max}), minimum temperature (ΔT_{\min}) and daily amplitude (ΔA) between the town (University) and its peripheries (Okęcie) (1961-1965)



Rys. 5. Przebieg roczny różnic temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami w Warszawie w latach 1951-1965 (dobowe minimum ΔT_{\min})

Fig. 5. Annual changes of air temperature differences between center of the town and its peripheries in Warsaw, in the years 1951-1965 (daily minimum ΔT_{\min})

Przebieg zaś roczny różnic temperatury powietrza ΔT między miastem (Obserwatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (T – średnia, s – odchylenie standardowe) w latach 1951-2000 przedstawiono na rys. 6.

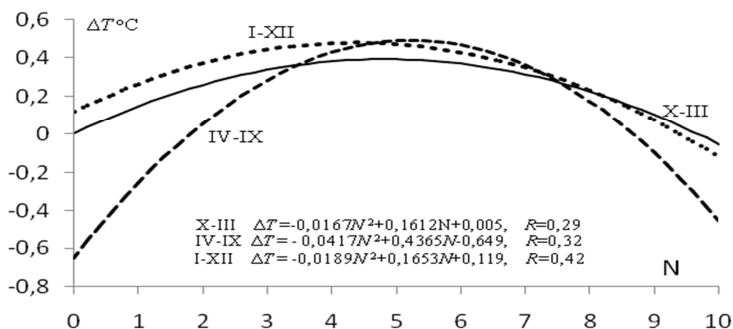


Ryc. 6. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza ΔT między miastem (Obserwatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (T – średnia, s – odchylenie standardowe) w latach 1951-2000

Fig. 6. Annual changes of air temperature differences ΔT between the city (Astronomical Observatory) and its outskirts (Okęcie) in Warsaw, in the years 1951-2000 (T – average, s – standard deviation)

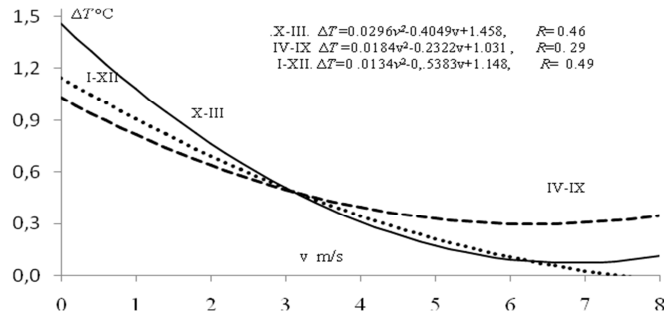
Wpływ zachmurzenia i prędkości wiatru na miejską wyspę ciepła (ΔT) w Warszawie charakteryzują wykresy wielomianów regresji 2. stopnia (R – współczynnik korelacji wielokrotnej) (rys. 7-8). Zależność miejskiej wyspy ciepła od temperatury powietrza poza miastem przedstawiono na rys. 9. Najmniejsze różnice temperatury powietrza (ΔT) między centrum miasta i peryferiami (średniej i minimalnej T_{\min}) występuje przy temperaturze bliskiej zera. W półroczu ciepłym miejska wyspa ciepła jest najintensywniejsza (największe różnice ΔT), gdy temperatura powietrza poza miastem wynosi 13-16°C,

a w półroczu chłodnym jest najbardziej intensywna, gdy temperatura spada poniżej -10°C. Natomiast w każdej porze roku różnica temperatury między miastem i otoczeniem maleje ze wzrostem prędkości wiatru do zera, przy prędkościach wiatru 8-9 m/s. Po prostu przy dużych prędkościach wiatru intensywna pozioma wymiana ciepła powoduje zanik różnic temperatury powietrza (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1995).

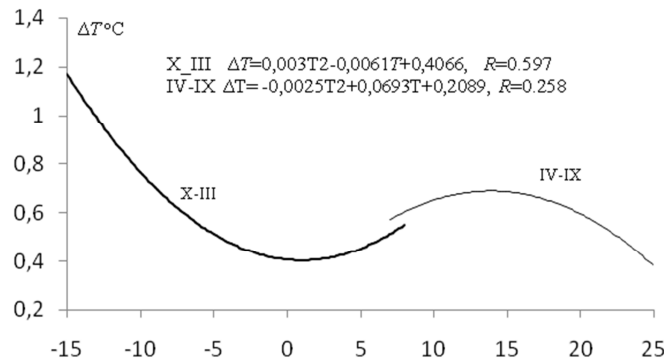


Rys. 7. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od zachmurzenia (N) w Warszawie (1961-1965)

Fig. 7. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N), Warsaw (1961-1965)



Rys. 8. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od prędkości wiatru (v) w Warszawie (1961-1965)
Fig. 8. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v), Warsaw (1961-1965)



Rys. 9. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od temperatury powietrza (T) w Warszawie (1961-1965)
Fig. 9. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the air temperature (T), Warsaw (1961-1965)

O zanikaniu miejskiej wyspy ciepła (ΔT) ze wzrostem: temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v) informują ujemne współczynniki regresji wielokrotnej (tab. 3).

Tabela 3. Zależność miejskiej wyspy ciepła (ΔT) od temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v), równania hiperplaszczyzn regresji (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 3. The dependence of the urban heat island (ΔT) upon the air temperature (T), cloudiness (N) and wind velocity (v) outside of town. Equations of regression hyperplanes (R – multiple correlation coefficient)

Półroczne chłodne (X-III)	$\Delta T = -0.0186 T - 0.0687 N - 0.1479 v + 1.448$	$R = 0.58$
Półroczne ciepłe (IV-IX)	$\Delta T = -0.0105 T - 0.0105 N - 0.1082 v + 1.329$	$R = 0.58$
Rok (I-XII)	$\Delta T = -0.0105 T - 0.0105 N - 0.1082 v + 1.329$	$R = 0.56$

Powietrze o temperaturze T_o napływające do miasta o temperaturze wyższej $T_m > T_o$ ogrzewa się o ΔQ cal (Joul):

$$\Delta Q = M c_p \Delta T$$

gdzie: ΔT – różnica temperatury powietrza między terenem zabudowanym i otwartym, $M = \rho V$ – masa, ρ – gęstość powietrza, V – objętość powietrza, c_p – ciepło właściwe przy stałym ciśnieniu.

Przykładowo, oszacowano zasoby ciepła w Śródmieściu Warszawy w przyziemnej warstwie atmosfery – o wymiarach: 6km x 6km x 2m, o objętości $V = 72 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ i masie $M = 9 \cdot 10^4 \text{ t}$.

6.4. Zależność cyklu rocznego temperatury powietrza w Warszawie od aktywności Słońca

Ruch obiegowy Ziemi dookoła Słońca (365,25 dni) i ruch obrotowy Słońca wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^\circ 45'$ do płaszczyzny ekliptyki powodują zmiany roczne liczby plam słonecznych obserwowanych z Ziemi (liczb Wolfa), tj. tzw. aktywności Słońca.

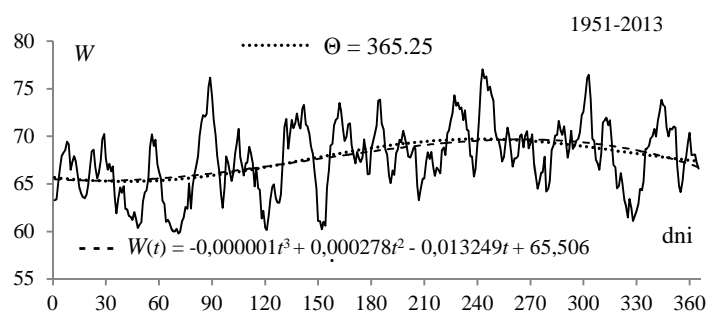
Okres obrotu Słońca wynosi 25,04 dni na równiku i 31 dni w pobliżu biegunów. W ciągu 365,25 dni występuje 14,59 obrotów Słońca (na równiku) i 11,78 obrotów (w pobliżu biegunów). Przyczyną cyklu rocznego aktywności Słońca (liczby plam na Słońcu) są więc zarówno zmiany aktywności Słońca spowodowane procesami fizycznymi zachodzącymi na jego powierzchni w cyklu 11- i 22-letnim, jak też wynikające z przesuwającej się coraz innej części powierzchni Słońca (tarczy) skierowanej ku Ziemi w kolejnych dniach roku

Przebieg roczny liczb Wolfa (W) z kolejnych 365 (366) dni w latach 1951-2013 dobrze opisuje równanie sinusoidy regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni (rys.10)

$$W = 66,832 + 0,00466t + 1,776792 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 2,431845\right)$$

Współczynnik korelacji $R = 0,433$ jest istotny na poziomie 0,01, ponieważ wartość testu Fishera- Snedecora $F_{obl} = 41,65$ jest znacznie większe od wartości krytycznej $F_k = 4,67$ ($n=365$).

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.



Rys. 10. Przebieg roczny średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013

Fig. 10. Annual course of daily mean Wolf numbers (W) in 1951-2013 years

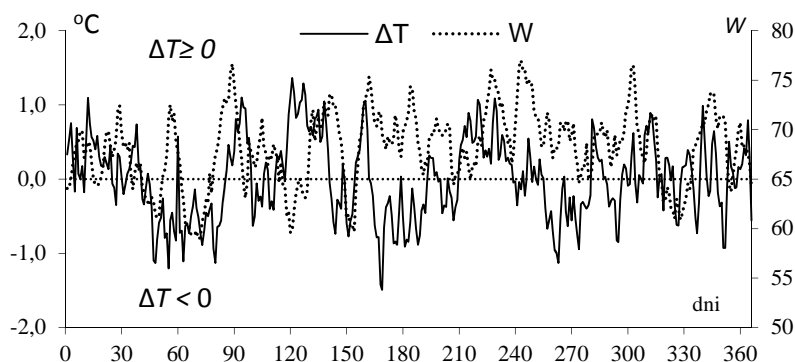
Wykresy wielomianu regresji 3. stopnia ($R=0,420$, $F_{obl}=92,05$) i sinusoidy o okresie $\Theta=365,25$ dni prawie pokrywa się – ekstrema (minimum i maksimum) przypadają w przybliżeniu na te same dni.

Fale chłodu i ciepła zdefiniowano, stosując przekształcenie algebraiczne codziennych 60-letnich średnich dobowych wartości temperatury powietrza:

$$\varepsilon_i = \Delta T_i = T_i - f(t_i)$$

gdzie: T_i – średnie dobowe wartości zmierzone, $f(t_i)$ – wartości obliczone z równania sinusoidy regresji ($R=0,997$) o okresie $\Theta=365,25$ dni (rys. 11):

$$T = f(t) = 7,6773 + 0,002239t + 10,767682 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 1,845735\right)$$



Rys. 11. Fale ciepła i chłodu w Warszawie i liczby Wolfa (W) w latach 1951-2010, $\Delta T = T - f(t)$

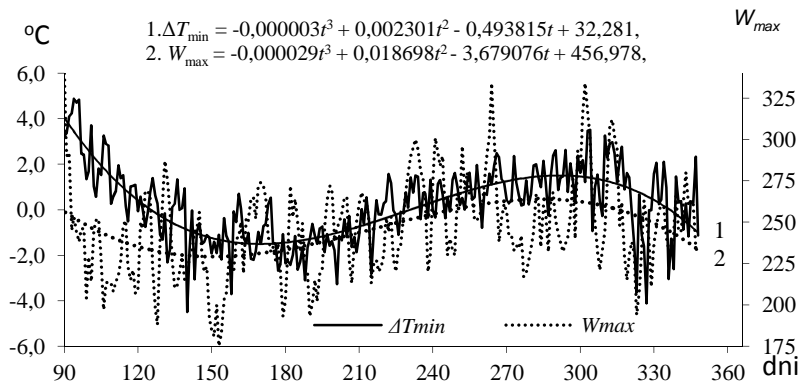
Fig. 11. Warm and cold waves in Warsaw and Wolf numbers (W) in years 1951-2010. $\Delta T = T - f(t)$ deviations of daily mean values (T) from sinusoid $f(t)$

Fale chłodu wskazuje znak ujemny odchylenia ($\Delta T < 0$), a fale ciepła – znak dodatni ($\Delta T \geq 0$). Fale chłodu ($\Delta T < 0$) na ogół występują przy małej średniej dobowej (60-letniej) aktywności Słońca (W), a fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) – przy dużych wartościach dobowych liczb Wolfa (W).

Przebiegi roczne różnic $\Delta T_{min} = T_{min} - f_1(t)$ najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie i maksimum liczb Wolfa (W_{max}) w dniach 90-366 (IV-XII) dobrze określają sinusoidy regresji $T_{min} = f_1(t)$ o okresie $\Theta = 365,25$ dni ($R=0,979$ i $R=0,385$) i wielomiany regresji 3. stopnia ΔT_{mn} i W_{max} względem czasu t (o istotnych statystycznie współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,761$ i $R=0,408$) (rys. 12):

$$T_{min} = f_1(t) = -2,7659 - 0,007865t + 15,190194 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 1,825587\right)$$

$$W_{max} = 237,200678 + 0,037789t + 12,604851 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t + 2,737850\right)$$



Rys. 12. Przebieg roczny odchyłeń (ΔT_{\min}) najniższych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) w okresie 60 lat w Warszawie od sinusoidy $f_1(t)$ i maksima dobowe liczb Wolfa (1951-2010)
Fig. 12. Annual course of deviations (ΔT_{\min}) the lowest (T_{\min}) of air temperature in Warsaw – in the 60-year period from sinusoid $f_1(t)$ and maximum daily of Wolf numbers (1951-2010)

Interesująca jest synchroniczność zmian odchyłeń najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{\min} = T - f_1(t)$ i maksimów (W_{\max}) liczb Wolfa

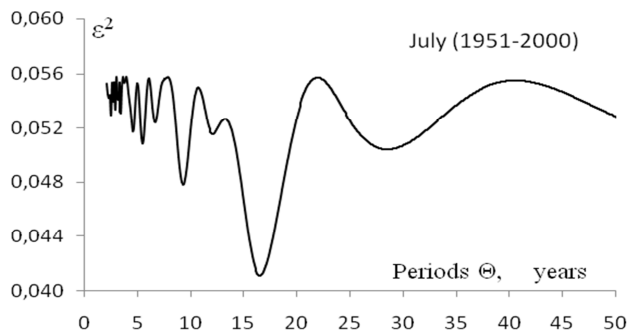
6.5. Cykliczność i tendencje zmian miejskiej wyspy ciepła

Miejska wyspa ciepła ($\Delta T > 0$) w Warszawie w latach 1951-2000 cechuje się okresowością wieloletnią. Cykle różnic ΔT wyznaczone z zastosowaniem metody sinusoid regresji:

$$\Delta T = a_o + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza. Okresy Θ są minimami lokalnymi ciągu wariancji resztkowej ε^2 (widma, spectrum).

Na przykład w lipcu (rys.13, tab. 4), okresy wynoszą: $\Theta=9,3$, $\Theta=12,1$, $\Theta=16,5$ i $\Theta=28,5$ lat – o amplitudach ($\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min} = 2b$): 0,20, 0,16, 0,26, 0,08°C.



Rys. 13. Widma zmian różnic temperatury powietrza (°C) między śródmieściem (Observatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951–2000) – Lipiec
Fig. 13. Spectrum of the changes of air temperature differences (°C) between the town (Astronomical Observatory) and its vicinity (Okęcie) in Warsaw (1951-2000), July

Tabela 4. Okresy (Θ) zmian różnic temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$) między śródmieściem (Observatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951–2000), R – współczynnik korelacji,

Table 4. The cycles (Θ) of air temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between the town (Astronomical Observatory) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1951–2000), R - Correlation coefficient

Periods (Θ , years)	Amplitudes ($2b$, $^{\circ}\text{C}$)	Phase (c)	R
5,5	0,164	1,5430	0,297
9,3	0,198	-2,0295	0,377
12,1	0,154	0,4509	0,276
16,5	0,260	2,4071	0,513
28,5	0,088	2,1787	0,310

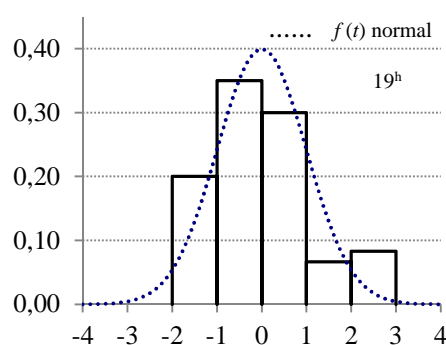
6.6. Prawdopodobieństwo występowania miejskiej wyspy ciepła

Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie histogramu i dystrybuanty empirycznej (częstości skumulowanych) średnich miesięcznych różnic temperatury powietrza ($x = \Delta T$) w Warszawie (1976–1980) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) o 19⁰⁰ z rozkładem normalnym zmiennej standaryzowanej w przedziale $-4,0 < t \leq 4$:

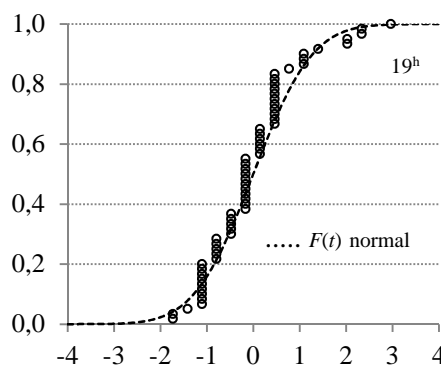
$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}t^2}, \quad F(t) = \int_{-\infty}^{t_0} f(t) dt$$

gdzie: $t_0 = \frac{x_0 - \bar{x}}{s}$, \bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe.

Z porównania histogramów i wykresów dystrybant (rys.14-15) i zastosowania testu zgodności Kołmogorowa D_n wynika, że różnice ΔT o godzinie 19⁰⁰ mają rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do normalnego.



Rys. 14. Histogram różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1976–1980), 19h
Fig. 14. The histograms of air temperature differences (ΔT) between town (University) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1976–1980, 19h)



Rys. 15. Prawdopodobieństwo różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1976–1980), 19h (wg danych Domazat, 2007)
Fig. 15. The probability of air temperature differences (ΔT) between town (University) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1976–1980, 19h) (Domazat, 2007)

O zbliżonych dystrybuantach (empirycznej $\frac{m}{n}$ i normalnej $F(x)$) świadczy test Kołmogorowa:

$$D_n = \sup \left| \frac{m}{n} - F(x) \right|, \text{ gdzie: } m - \text{numer w szeregu rosnącym } y_1, \dots, y_n.$$

Obliczone wartości $y = nD_n$ ($n=60$) są mniejsze od wartości krytycznej $y_k = 1,23$ na poziomie istotności 0,05

Prawdopodobieństwo wystąpienia różnicy ΔT powyżej x_0 : $P(x > x_0) = P(t > t_0)$ jest równe $1 - F(t_0)$, gdzie $t_0 = (x_0 - 0,853) / 0,319$. Prawdopodobieństwo wystąpienia o godzinie 19⁰⁰ różnic ΔT : $\geq 0,5^\circ\text{C}$, $\geq 1,0^\circ\text{C}$, $\geq 1,5^\circ\text{C}$ (po standaryzacji: $t \geq -1,105$, $\geq 0,459$, $\geq 2,023$) odpowiednio wynosi: 86,4%, 32,6%, 2,3%

Istotne znaczenie w poznaniu cech klimatu miasta mają wyznaczone wartości progowe temperatury powietrza, prędkości wiatru i zachmurzenia, przy których deformacja pola temperatury jest największa. Na przykładzie Warszawy dokonano także próby wyodrębnienia antropogenicznych zmian temperatury powietrza o stałej tendencji od jej naturalnych okresowych wahań. Przebiegi różnic temperatury powietrza (średniej dobowej, maksymalnej, minimalnej i amplitudy dobowej) między Warszawą i średnimi z całej Polski wskazują, jak duży jest zakres zmienności wywołany przez czynniki fizycznogeograficzne, od których zależy klimat miast. Czynniki antropogeniczne odgrywają rolę drugorzędą.

Poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych i antropogenicznych na klimat oraz próba ich oddzielenia ma istotne znaczenie w modelowaniu i prognozowaniu przestrzennych i czasowych zmian klimatu.

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.

Problemy badawcze miejskiej wyspy ciepła w Warszawie należą do najczęściej podejmowanych tematów w latach 1959-2010 – w kilku pracach doktorskich, w kilkudziesięciu magisterskich oraz kilkudziesięciu publikacjach.

Przykłady pierwszych prac doktorskich z badań klimatu Warszawy wykonanych w Zakładzie Klimatologii UW

Głównym tematem zainteresowań naukowych **Urszuli Kossowskiej-Cezak** jest klimat miasta, którego dotyczyła praca zarówno magisterska, jak i doktorska. Praca doktorska – skrót: Kossowska-Cezak U., 1972, *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z. 6, s. 103-108 była pierwszą monografią klimatu Warszawy, opartą na wynikach 10-letnich obserwacji z kilku stacji na obszarze miasta i poza miastem. Zawarto w niej także wyniki badań dotyczących rozkładu temperatury i wilgotności względnej wzdłuż kilku profili przez miasto przy różnych typach pogody oraz określono wartości temperatury, wielkości zachmurzenia i prędkości wiatru, przy których zanika miejska wyspa ciepła. Klimatu miasta dotyczyły także inne liczne publikacje, m.in. poświęcone warunkom termicznym Warszawy czy wpływowi miasta na wielkość zachmurzenia. U. Kossowska-Cezak w opracowaniach

zwraca szczególną uwagę na rolę cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków termiczno-opadowych, a głównym obiektem badań jest Warszawa.

Istotnym postępowaniem w badaniach klimatu Warszawy w zakresie zmian dobowych i warunków meteorologicznych sprzyjających powstawaniu miejskiej wyspy ciepła jest rozprawa doktorska **Jolanty Wawer** *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy – obroniona w 1994 r.*. Publikacja: Wawer J., 1997, *Miejska wyspa ciepła w Warszawie*. [w:] *Nowe metody badań zmian klimatu Polski*, Prace i Studia Geograficzne, t. 20, red. M. Stopa-Boryczka, Wyd. UW, s. 145-197, zawiera najważniejsze wyniki badań dobowych i rocznych różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem i otoczeniem. Znaczenie poznawcze ma przede wszystkim określenie zależności intensywności miejskiej wyspy ciepła od warunków pogodowych, od prędkości wiatru i jego kierunku oraz zależności korelacyjnej od zachmurzenia. Wskazano warunki pogodowe (sytuacje synoptyczne, typy cyrkulacji, rodzaje mas powietrza) sprzyjające dużej deformacji pola temperatury powietrza w mieście. Wyznaczono też tempo ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) nagrzewania i wychładzania się powietrza w różnych porach roku na obszarze zabudowanym i otwartej przestrzeni poza miejskiej.

6.7. 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 nizinnego, 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 lądu 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 1, 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. 5).

Tabela 5. Dni o maksymalnej różnicy temperatury powietrza (ΔT_{\max}) między śródmieściem Warszawy i jej peryferiami

Table 5. 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 [mis]	Kierunek	
23	1	5	6,8	OA	-15,8	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	5
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

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 sic ona od wieczora do rana. W godzinach okołopołudniowych różnice temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami są niewielkie (wyrównanie temperatury powietrza).

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 6.

Tabela 6. Różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem dla różnego rodzaju powierzchni

Table 6. Temperature difference measurement for various kinds of surface

Powierzchnia	Ekstrema	ΔT		ΔT_{\max}		ΔT_{\min}		ΔA	
Miasto	max	0,8	VII	0,2	II	1,7	VII	-1,7	VII
	min	0,5	I	-0,1	I	0,5	I	-0,3	II
Zabudowa zwarta	max	1,0	VII, VIII	0,3	II	1,9	VII, VIII	-0,2	VII, VIII
	min	0,7	,II	-0,2	VIII	0,9	I	-0,6	I
Zabudowa luźna	max	0,5	VIII, IX	0,1,,	VI, V	1,2	VII	-1,2	VII, VIII
	min	0,3	III	-0,1	X	0,5	I	-0,4	-0,4(I)
Zieleń parkowa	Max	0,6	VI, VII	0,6	IV	1,3	VII	-0,9	VIII, IX
	min	0,5	XII	0,3	IX	0,7	I	-0,2	II

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.

Sinusoidy opisujące zmiany roczne różnic temperatury powietrza ($\omega = \frac{2\pi}{365.25}$):

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

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 sic 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 wzmaga 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 SO₂ w przyziemnej warstwie powietrza (aerozoli). Na przykład dwutlenek siarki SO₂ łącząc się z kropelkami mgły tworzy kwas siarkawy H₂SO₃, a w tkankach roślin – kwas siarkowy H₂SO₄.

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 możliwość 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.

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. 7). 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 7. Okresy wzajemnego położenia największych planet (lat)
Table 7. 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	35,870	171,400	164,700

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 Wolfa) i erupcji wulkanów w latach 1680-1980: wskaźnika zapylenia wulkanicznego I_g 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. 8):

Tabela 8. Cykle najsilniejsze w ciągach czasowych temperatury powietrza, liczb Wolfa i erupcji wulkanów

Table 8. The strongest cycles in the time series of air temperature, Wolf number and volcanic eruptions

Temperature		Wolf numbers		Volcanic eruptions			
				lg DVI		lg I	
Period	R	Period	R	Period	R	Period	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	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. 9)

Tabela 9. Charakterystyka krótkich cykli

Table 9. Characteristics of short strong cycles

	Period	R	Period	R	Period	R
Air temperature	4,16	0,17	7,75	0,23	11,17	0,10
Solar activity	-	-	7,4	0,10	0,10	0,32
Volcanic activity (lgDVI)	4,0	0,33	7,9	0,23	11,4	0,31
Volcanic activity (lgl)	3,9	0,29	8,0	0,32	11,2	0,22
Acceleration of the Sun	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 najstarszy 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 wzmożonej aktywności wulkanicznej Ziemi: 1815 – wybuch wulkanu Tambora (Indo-190

nezja) 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: $\lg DVI - 91,8$ i $223,8$ lat, $\lg I - 90,5$ i $221,5$ lat. To ocieplanie się klimatu w ostatnich dwóch stuleciach o $0,6^\circ\text{C}/100$ 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 $a = 0,15^\circ\text{C}/100$ 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 rozwinięto 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 $0,15^\circ\text{C}/100$ lat.

Summary

The primary objective of the volume is to determine the scope of deformation of the air temperature field in Poland caused by towns. The proposal of a solution to this problem is presented on the example of Warsaw, a lowland town, located in central Europe within the Masovian Lowland ($\varphi = 52.1^\circ$, $\lambda = 21.0^\circ$, $H = 110$ m a.s.l.).

1. First, the assessment was made of the influence exerted by geographical location on the thermal features of towns in Europe, with special consideration of Poland. The statistical models of various scales: large scale (for Europe) and mesoscale (for Poland) give the results indicating that the natural factors dominate in formation of climate of towns. These factors are: latitude – decisive for the zonal nature of climate, distance from the Atlantic Ocean (the warming influence of masses of polar-maritime air in winter), and the height above the sea level. The zonal setting of climates is mainly being deformed by the Atlantic Ocean and the mountains. In the “lowland” towns of western Europe the influence of Atlantic Ocean on the field of air temperature dominates, while in eastern Europe – the influence of the Asian continent. The field of air temperature in towns located to the South and to the North of the belt of European plains is primarily deformed by their height a.s.l. It is most deformed in the intermontane valleys and dales in the Alps, Carpathians and Sudetes.

The models simulating the spatial variability of air temperature in Europe indicate also an important contribution of the anthropogenic factors in shaping of the climate of towns. The differences between air temperatures measured and calculated from the fourth order regression polynomials with respect to geographic factors, $T = f(\varphi, \lambda, H)$, witness to quite important role of the

artificial surfaces, mainly in large towns. In the case of Warsaw this difference is of the order of 1°C, in spite of the fact that Masovian Lowland distinguishes itself as a warmer area.

2. Warsaw can be distinguished from the thermal background mainly through: higher minimum temperatures (the town being significantly warmer during the night), longer frost-free and growing season, lower relative humidity and greater air humidity deficiency, greater cloudiness and lower number of good weather days, higher total precipitation, lower number of foggy days (fewer thermal inversions) and much lower wind velocity (fewer days with strong winds, and more days with very weak winds and no wind at all), see Stopa-Boryczka (1992).

The measurements of the meteorological elements within the confines of town (in a couple of points) and in its peripheries made it possible to determine the annual and daily 313 changes of the urban heat island in Warsaw. The deformations of the air temperature field on the scale of the whole town, as well as for the fragments of compact and dispersed buildings, and greenery, were determined. Thus, quite a lot of space in the volume is devoted to differentiation of the thermal features on the local scale the influence exerted by the nature of buildings, their disposition in space, and by green areas on the urban island of heat.

A novelty in the literature is constituted by the comprehensive characterization of daily changes in the urban heat island in Warsaw, presented on the example of the anomalous hot year of 1992. An important cognitive significance must be attributed to the dates of appearance and disappearance of the urban heat island, as well as to its intensity, depending upon the weather conditions. It is interesting to know under what circulation of the air the differences of air temperature between the town and its surroundings are the biggest, e.g. > 3°C. It was namely simply stated what kind of weather situations are conducive to high intensity of the urban heat island.

The days with the maximum difference of air temperature (T_{\max}) between downtown Warsaw and the town's peripheries in 1992 and their meteorological characteristics are given in Table 5.

It is interesting to note that the most pronounced urban heat island in Warsaw (i.e. the biggest positive difference of air temperature between downtown and peripheries) appeared on the days with anticyclonic (high pressure) circulation and the highest insolation. The biggest air temperature difference, $\Delta T = 9.1^\circ\text{C}$, occurred on the days of July 30th and August 17th, 1992, with the type of circulation SWA. The thermal contrast between the town and its surroundings intensifies particularly in the presence of cold fronts in late evening and night hours.

Table 5. Days with highest air temperature differences between downtown Warsaw and its peripheries.

1992	Hour	ΔT_{\max}	Circulation	$T^\circ\text{C}$	N	v [mis]	Direction	
23	I	5	6.8	OA	-15.8	0	1	W
26	II	24	4.4	OA	-1.1	2	1	S
2	III	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

The table gives the hours of appearance of the maximum air temperature difference (ΔT_{\max}), circulation type according to Osuchowska-Klein, air temperature in Okęcie quarter (T), cloudiness (N), wind velocity (v) and its direction.

The daily heat island is most intensive in winter in downtown Warsaw (in compactly built up areas and parks). During the night the town cools down less than the surrounding areas. This is indicated by the differences in air temperature (January, April, July, October 1992). During the night the town is much warmer than its peripheries – the temperature is on the average higher by up to 2°C. The urban heat island persists in winter during almost the whole day. In summer, on the other hand, it intensifies from evening till morning. In the hours around noon the differences

between air temperatures in downtown Warsaw and in peripheries are very small (evening up of air temperature).

3. Various measurement of difference of air temperature, noted between the town and its surroundings, namely daily average, T , maximum, ΔT_{\max} , minimum, ΔT_{\min} and daily amplitude, ΔA , depending upon the nature of surface, are presented in Table 6, together with months of occurrence of their extremal values (minimum and maximum), given in brackets.

Table 6. Temperature difference measurement for various kinds of surface

Surface	Extremum values	ΔT		ΔT_{\max}		ΔT_{\min}		ΔA	
Town asa whole	max	0.8	VII	0.2	II	1.7	VII	-1.7	VII
	min	0.5	I	-0.1	I	0.5	I	-0.3	II
Compactly built	max	1.0	VII, VIII	0.3	II	1.9	VII, VIII	-0.2	VII, VIII
	min	0.7	.II	-0.2	VIII	0.9	I	-0.6	I
up areas Sparsely built	max	0.5	VIII, IX	0.1..	VI, V	1.2	VII	-1.2	VII, VIII
	mm	0.3	III	-0.1	X	0.5	I	-0.4	-0.4(I)
up areas Parks	max	0.6	VI, VII	0.6	IV	1.3	VII	-0.9	VIII, IX
	min	0.5	XII	0.3	IX	0.7	I	-0.2	II

As can be easily seen from Table 2, daily oscillations of temperature are smaller in town than outside of it. The differences of the daily amplitudes change during the year from $\Delta A = -0.6^\circ\text{C}$ in January to $\Delta A = -2.1^\circ\text{C}$ in July and August. Sparse configuration of buildings deforms less the daily fluctuations of air temperature: the difference ΔA changes in the interval of -0.4°C to -1.2°C (in the same months as before). The lowest differences of the daily air temperature amplitudes are observed, though, for the park areas, where they range from -0.2°C in February to -0.9°C in August and September.

The sinusoid model, describing the annual changes of air temperature differences,

namely ($\omega = \frac{2\pi}{365.25}$):

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

established for compactly built up areas, sparsely built up areas and parks, indicates the dependence of the amplitude of the urban heat island upon the nature of active surface. Air temperatures in the compactly built up areas and in parks of downtown Warsaw diverge the most from the average thermal conditions of the town. The compactly built up areas are characterized by the highest minimum temperatures (the differences ΔT_{\min} reaching up to 1.9°C), and the lowest daily amplitude ΔA (down to -2.1°C), in relation to the surroundings. On the other hand, urban green areas feature the highest maximum temperatures, the differences ΔT_{\max} reaching 0.6°C , and the highest amplitude difference – up to -0.9°C – with respect to the surrounding areas.

It can be concluded from the analysis performed that the compactly built up area in downtown Warsaw deforms the most the air temperature field, pushing up the average air temperature, and especially the minimum temperatures, over the five-year period 1961-1965 by 1.9°C (in particular years by up to 2.6°C , and on individual days even by 9°C), and decreasing the daily temperature fluctuations by 2.1°C . During the hot summer of 1992 the average monthly differences attained the extremum values of -4.1°C in August and -0.4°C in July.

4. An essential influence upon the vertical and horizontal movements of air masses in town is exerted by stratification of the atmosphere. The uneven warming of the town during the day (especially during the sunny days), namely strong temperature increase of the insolated walls of buildings, and much smaller increase of temperature of the shaded areas and parks is altogether conducive to appearance of the unstable equilibrium of the air.

The unstable equilibrium of the air, given the thermal contrasts of the surface, gives rise to the development of convection currents and turbulences – the vertical air exchange. This constitutes the process of self-purification of the town's atmosphere – carrying away of gaseous substances to greater heights. Another mechanism of self-purification of the town from the industrial dust is provided by the horizontal movement of air masses, resulting from the difference of temperatures

between the centre and the peripheries. This latter mechanism plays an important role in periods of weak winds and calms (town breeze). Within the peripheries of towns – when wind velocities are low and sky is clean there often appear the inversions of air temperature (during the night in conditions of a stable equilibrium of the air masses), entailing stagnation of cool air near to the ground. The urban heat island hampers the occurrence of air temperature inversions, accompanied by fogs, i.e. high concentrations of aerosols. The urban heat island intensifies the vertical, turbulent diffusion of air pollution, thereby decreasing the content of aerosols in the ground adjacent layer of the atmosphere (Stopa-Boryczka, 1992).

In terms of air pollution the most disadvantageous are the conditions of stable equilibrium of the air masses strong inversions of air temperature. They slow down the convection and the vertical turbulent movement of the air. According to the radio probing of the atmosphere, carried out in Legionowo near Warsaw in the years 1954-1959 there have been on the average 265 days in a year with inversions of air temperature. This includes 156 days with the ground-adjacent inversions and 109 days with inversions in free atmosphere, when temperature increases along with height starting with a certain level (Nowosielski, 1959).

Numbers of days with inversions depend upon the season: Spring Summer Autumn Winter Ground-adjacent

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Ground-adjacent	39.2	51.2	38.4	27.2
High	28.4	13.2	26.8	40.

The frequency of the ground-adjacent inversions (of radiation origin) is the greatest in summer, while that of high inversions (of weather front origin) – in winter.

Both kinds of inversions appear most often in the masses of continental air (PPK). Besides this, 50% of the ground-adjacent inversions are observed in conditions of cloudless sky, and a half of them – when the sky is clouded. The probability of inversion taking place during a cloudless night is close to 100%, while on the days with convective clouds –disappearing in the evening, or with tall clouds, which do not stand in the way of radiation of the earth – more than 50%.

It should be emphasized that inversions of air temperature are usually accompanied by low velocities of wind or by calms, when the horizontal and vertical turbulent movement of the air is very limited. They are conducive, therefore, to high concentrations of dusts and SO₂ in the ground-adjacent layer of the air (aerosols). Thus, for instance, the sulphur dioxide SO₂, associating with the droplets of fog forms the sulphurous acid H₂SO₃, and in the plant tissues – the sulphuric acid H₂SO₄.

The decrease of frequency of the ground-adjacent inversions in towns is, therefore, a positive effect of the urban heat island.

At the higher levels above town there may exist different daily and annual changes of the heat island. In the afternoon hours the air above town warms up quicker than in its surroundings. This is caused by the more intensive carrying away of the heat upwards through intensified convection and turbulence.

The established regularities regarding the influences exerted by the artificial surfaces (town) on the state of the atmosphere during a day or a year can be made use of in the forecasts of anthropogenic climate changes. In the case of expansion of towns – they can be used in designing new housing estates.

On the basis of empirical formulae equations of straight lines, paraboles, sinusoids and hyperplanes of regression – the deformation of the field of air temperature by a town can be extrapolated. The differences of air temperature between the town and the surrounding areas can be estimated by substitution of appropriate values of meteorological variable. Thus, there exists a possibility of forecasting, e.g., the air temperature in the newly designed and constructed parts of town. Air temperature can be forecasted in places, where no meteorological measurements have been made before. An example can be provided by the elaboration of the forecast for the design of a housing estate in Białołęka Dworska by Warsaw, elaborated within the framework of the respective governmental program (Stopa-Boryczka, 1992).

The empirical formulae of this kind, determined for various types of built up and green areas, were already partly applied in interpolation, for construction of isotherms within the built up area of Warsaw (Stopa-Boryczka, 1992).

5. Another problem solved is constituted by the natural climate changes and identification of their causes. The proposition was proved stipulating that the modern fluctuations of the climate are the resultant of the solar activity (influencing atmospheric circulation) and the volcanic eruptions (absorption of solar radiation by volcanic dust). Two kinds of indirect influence of the Solar System (SS) on the earth's climate are indicated:

- the parameters of the SS → solar activity → atmospheric circulation;
- the parameters of the SS → volcanic eruptions → solar radiation.

It was also demonstrated that volcanic eruptions – similarly as solar activity – are periodic phenomena, shaped by the changes in the parameters of the solar system. The parameters in question are, in particular, acceleration of the sun with respect to the center of gravity of the SS and the resultant of the tidal forces on the sun, brought about by the gravitational attraction of the greatest planets (the giants).

Identification of the natural causes of climate changes was performed according to the principle: “the spectra of oscillations– the true cycles of causes and effects are similar”. An advance in identification of the causes of natural climate changes was made possible due to the new method of J.Boryczka of determining the dense spectra of oscillations the true cycles.

It turned out that the spectra of oscillations of air temperature, precipitation, outflow of European rivers and atmospheric circulation are alike, as are the spectra of oscillations of the parameters of the solar system. All these spectra are dominated by the periods of rotation of the biggest planets (Jupiter, Saturn, Uranus and Neptune) around the sun and the periods of their mutual identical positions (expressed in years), see Table 7.

Table 7. Periods of mutual identical positions of the giants (years)

Planets	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptune
Jupiter	11.862			
Saturn	19.858	29.458		
Uranus	13.812	45.364	84.015	
Neptune	12.782	35.870	171.400	164.700

. It is quite telling that these periods are present in the spectra of oscillations of the air temperature in Warsaw in the years 1779-1990 (consecutive 12-month averages), of the solar activity in the years 1700-1980 (Wolf numbers), and of volcanic eruptions in the years 1680-1980: the indicator of volcanic dust, $\lg DVI$ (Dust Veil Index), along with the volcanic

activity indicator $\lg I = \lg \left(\frac{DVI}{\Delta t} \right)$, where Δt is the time interval between two consecutive eruptions.

Table 8 presents the strongest cycles (i.e. those with the greatest amplitudes) of the spectra of oscillations (R multiple correlation coefficient value).

Table 8. The strongest cycles in the time series of air temperature, Wolf number and volcanic eruptions

Temperature		Wolf numbers		Volcanic eruptions			
				$\lg DVI$		$\lg I$	
Period	R	Period	R	Period	R	Period	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	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

One can also observe similarity of the shorter strong cycles, as shown in Table 9 below.

Table 9. Characteristics of short strong cycles

	Period	<i>R</i>	Period	<i>R</i>	Period	<i>R</i>
Air temperature	4.16	0.17	7.75	0.23	11.17	0.10
Solar activity	-	-	7.4	0.10	0.10	0.32
Volcanic activity (lg <i>DVI</i>)	4.0	0.33	7.9	0.23	11.4	0.31
Volcanic activity (lg <i>I</i>)	3.9	0.29	8.0	0.32	11.2	0.22
Acceleration of the Sun	3.9	0.28	7.8	0.27	-	-

The thus important similarity between the local maxima of the dense spectra of oscillations (the true cycles) of air temperature, solar activity, volcanic eruptions and the parameters of the Solar System was not expected, in view of the deterministic – stochastic processes taking place in the sun and on the earth (in the atmosphere). 318

During the last two centuries (1779-1990) air temperature in Warsaw has been increasing by 0.6° C in 100 years on the average, i.e.

$$T = 6.93 + 0.006460 t, \quad R = 0.42$$

The upward tendency of the air temperature is the resultant of the overlapping of two natural cycles: 103.8 years and 220.7 years (on the basis of the chronological series for 1779—1979 somewhat shorter cycles were obtained: 89.7 years and 195.2 years, with the remaining ones being the same). During the maxima of solar activity higher temperature of the air is observed than in the years of calm sun. The secular minimum of air temperature coincides with the weakest 11-year cycle of solar activity (1811-1823). On the other hand, the maximum of the temporal trend curve of air temperature can be located some place near the absolute maximum of solar activity (1957). The secular minimum of air temperature occurred during the intensified volcanic activity of the earth: 1815 eruption of Tambora volcano (Indonesia) of *DVI* 3, 000, 1835 – Coseguina (Nicaragua), with *DVI* = 4, 000.

The longest cycles of air temperature: 103.8 and 220.7 years, are similar to the longest cycles of solar activity: 96.3 and 187.1 years, and of volcanic eruptions: lg *DVI* – 91.8 and 223.8 years, lg *I* – 90.5 and 221.5 years. This warming of climate during the last two centuries by 0.6° C per 100 years is mainly caused by the increase of solar activity and the decrease of volcanic activity. Solar activity has been increasing in the years 1700-1980 by 9.5 per each 100 years:

$$W = 34.73 + 0.0948 t, \quad R = 0.20$$

Besides this, there is a downward tendency in the secular trend of volcanic eruptions, both in terms of the Dust Veil Index and of the volcanic activity indicator $I = \frac{DVI}{\Delta t}$. Simultaneously,

there has been, on the average, an increase of the time intervals, *t*, between consecutive volcanic eruptions (see the parabole of regression in Fig. 205). The measure of antropogenic changes of air temperature during the last two centuries is constituted by the linear component of $\Delta T = at$ of the temporal trend of air temperature – the part which remains after elimination of a dozen natural cycles (rhythms) of temperature. The antropogenic component of temperature changes in Warsaw in the years 1779-1979 amounted to $a = 0.15^\circ\text{C}$ per 100 years. This results primarily from the expansion and growth of the town and the related increase of the heat island (bigger accumulation of heat by the buildings, industrial dusts and CO₂).

The correctness of identification of the natural causes of climate changes was confirmed by the agreement between the climatological and astronomic forecasts for the 21st century. In the climatological forecast 15 true cycles of air temperature, having the highest amplitudes, contained in the dense spectrum of oscillations $T = f(t)$, were combined. In the astronomical forecasts, on the other hand, Taylor expansion of the chronological series was obtained according to the least squares with respect to four parameters of the Solar System, $T = f(G, \cos \gamma, z, Z)$. Both these curves of secular changes of air temperature in Warsaw in the 21st century are below the average for 1779-1979. Thus, in the 21st century one can expect a certain cooling down of climate. It will

not be too big, though (like at the turn of 19th century), due to the presence of the anthropogenic component, which forces the increase of temperature by 0.15°C per 100 years.

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. XXX, *Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizyczno-geograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, Wyd. UW, ss. 550 (s. 180-192 – zmieniony), recenzent: Bohdan Mucha, Lwowski Uniwersytet im. Franki, Ukraina.

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, ss. 322 (str. 301-308 i 313-319 – zmieniony), recenzent tomu: Jerzy Kondracki – Przedmowa.

Stopa-Boryczka, Boryczka, J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek, 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, ss. 417 (skrót. str.321-362), recenzent Bohdan Mucha.

**ROZPRAWY
UNIwersYTETU
WARSZAWSKIEGO**

JERZY BORYCZKA

MODEL
DETERMINISTYCZNO-STOCHASTYCZNY
WIELOOKRESOWYCH ZMIAN
KLIMATU

WYDAWNICTWA UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

VII. POSTĘP BADAŃ PRZYCZYŃ ZMIAN KLIMATU ZIEMI W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU – Z ZASTOSOWANIEM METODY „SINUSOID REGRESJI” J. BORYCZKI

7.1. Początki badań okresowych zmian klimatu

Kluczowe znaczenie w identyfikacji przyczyn wahań klimatu Ziemi ma wykrycie cykli (składników deterministycznych) w seriach pomiarowych zmiennych klimatologicznych. Podstawową zasadą identyfikacji jest warunek, że okresowość przyczyn i skutków powinna być zbliżona.

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 (przypadkowymi) 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.

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 dziesięcioleciami 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. R. Gumiński uważa „za fakt nie podlegający dyskusji, istnienie związku między wahaniami klimatu i zmianami rytmicznymi plam na Słońcu”. Przedstawia on interesujące wyniki badań G. Hellmanna (1906), wg którego dwa minima opadów atmosferycznych pokrywają się z datami dwóch głównych maksimów plam słonecznych. Rytm 35-letni E. Brücknera znajduje poparcie w pracach innych autorów. N. Lockyer w waniach liczb plam słonecznych wykrył rytm o długości 34,4 lat, J. Liznar (1902) – rytm 33-letni. Natomiast A. Schuster (1909) na podstawie periodogramu zmian plam słonecznych w latach 1749-1900 znalazł trzy rytmy: 11,13, 8,32, 4,76 lat, których interferencja daje rytm 33,375 lat.

Ponadto, A. F. Doglass (1909) na podstawie *Kalendarza pogody* z lat 1392-1906 i rocznych pierścieni sosny żółtej (*pinus ponderosu*) znalazł rytm 32,8 lat (Gumiński, 1946).

Ocena realności tego 35-letniego rytmu nie spełnia kryterium A. Schustera $a > 3E$:

$$E = \frac{\pi s}{\sqrt{2N}}$$

gdzie: s – odchylenie standardowe, N – liczba pomiarów, amplituda rytmu $a = 0,76E$.

Według R. Gumińskiego rozkład częstości długości cyklu jest zbyt spłaszczony. Średnia długość okresu Brücknera wynosi 34,8 lat. Poszczególne okresy wahają się w szerokim przedziale:

Długość okresu	20	25	30	35	40	45	50
Częstość	6	10	12	13	12	8	4

w których najdłuższy okres przekracza $2\frac{1}{2}$ raza długość najmniejszą.

Wyniki analizy periodogramowej E. Trautmana (1926) wykonanej na podstawie 90-letniej serii obserwacyjnej z 28 stacji europejskich (zamieszczone w publikacji R. Gumińskiego) raczej wspierają tezę Brücknera o 35-letnim rytmie opadów niż jej przeczą. Amplitudy średnie (w % sumy opadów w przedziale 31-40 lat) okresów próbnych wynoszą:

Lata	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Amplitudy	5,22	5,29	5,27	5,46	5,48	5,58	5,42	5,31	5,31	5,50

W pobliżu ekstremum sinusoidy o dość długim okresie Θ nie można oczekiwać dużych

przyrostów amplitudy a , gdyż w punkcie maksimum $\frac{\partial a}{\partial \Theta} = 0$. Ponadto są to sumy

opadów z 28 punktów pomiarowych.

Podobnie, wyniki badań periodogramowych G. Afzeliusa (1925), na podstawie długoletnich serii opadowych w Celowcu (100lat) i Padwie (200 lat) można traktować jako wspierające istnienie około 35-letniej cykliczności opadów. Rozbieżność długości rytmów opadów w Celowcu – 31 lat i w Padwie – 38 lat nie jest zbyt duża, mimo dużej odległości między tymi miejscowościami (400 km).

Koncepcja E. Brücknera o jednym 35-letnim okresie wahań klimatu (jednoczesnych wahań temperatury i opadów) jest niewątpliwie niesłuszna. Natomiast nadal nie rozwiązany jest problem cykliczności około 35-letniej opadów atmosferycznych.

W niektórych seriach pomiarowych obecny jest około 35-letni okres opadów: Kraków (1850-1980) – 29,6; Colombo (1869-1980) – 37,9; Nauru (1894-1979) – 37,0 lat. Amplituda tych cykli spełnia kryterium realności Schustera $a > 3E$ (Boryczka, 1998).

Problem okresowości opadów atmosferycznych podjęty został w Zakładzie Klimatologii także przez Z. Kaczorowską – w książce *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* (1962).

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 (spośród 10):

	Okres	Koszalin	Poznań	Warszawa	Wrocław	Kraków	Liczby Wolfa
1	73	35	28	26	25	46	6,8
2	36,5	<u>22</u>	4	<u>21</u>	<u>19</u>	5	2,4

Według tej autorki największe amplitudy 1-iej 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. Potwierdza wniosek W. Gorczyńskiego o braku wyraźnej zależności między sumami rocznymi opadów i nasileniem plam słonecznych. Sugeruje (tak jak A. Kosiba i F. Baur) za celowe badania zależności sezonowych sum opadów od liczby plam słonecznych.

7.2. Metoda „sinusoid regresji” J. Boryczki wykrywania okresów

Dotychczasowe metody badań okresowości: analiza harmoniczna, transformata Fouriera mają ograniczenia stosowalności w klimatologii. Oto one:

- odstępy czasu w serii pomiarowej są równe $\Delta t = \text{const}$, seria musi być kompletna „uzupełniona”,
- można wyznaczyć tylko część krótkookresową widma z przedziału $0-0,5n$,
- okresy są związane *explicite* z długością serii n – częstością podstawową $f = \frac{1}{n}$

Dotyczy to również transformaty Fouriera, wiążącej dowolne składowe szeregu Fouriera z autokowariancjami.

W analizie harmonicznej zakłada się *a priori* okresy wynikające z podziału długości serii na części: $n, \frac{n}{2}, \frac{n}{3} \dots$. Otrzymuje się zbyt rzadkie widmo, a harmoniki rzadko przypadają na prawdziwe okresy. W metodzie zaś autokorelacyjnej jest pomijana (odrzuca) część $n - k$ danych, których liczba rośnie ze wzrostem długości wyznaczanego okresu (w rotacyjnej autokorelacji ukryte jest założenie okresu n -letniego).

Postęp w identyfikacji naturalnych przyczyn zmian klimatu Ziemi był możliwy dzięki zastosowaniu metody J. Boryczki „sinusoid regresji” badań okresowości zjawisk przyrodniczych.

Metoda „sinusoid regresji” polega na dopasowaniu do wyników pomiarów y_1, \dots, y_n (wg najmniejszych kwadratów) kolejnych sinusoid o domniemanych okresach $\Theta = 1, 2, \dots, n$ (lub $0,1; 0,2; \dots; n$).

Równanie sinusoidy regresji (nazwa nadana przez autora) o okresie Θ , amplitudzie b i fazie c :

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

wyznacza się sprowadzając zagadnienie do wyznaczenia równania płaszczyzny regresji y względem zmiennych $x_1 = \sin\omega t, x_2 = \cos\omega t$:

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2.$$

Amplitudę b i fazę c otrzymuje się z przekształcenia odwrotnego $b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}$,

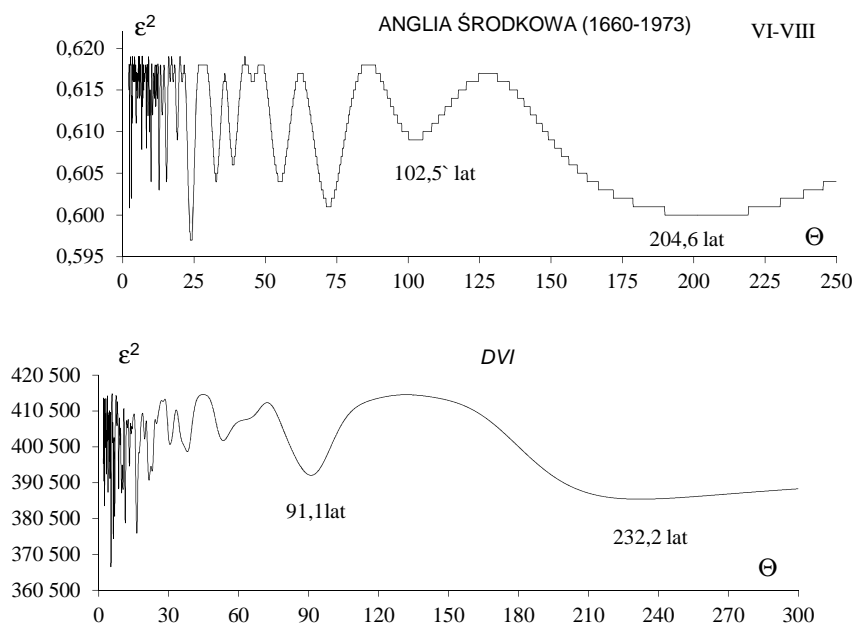
$\text{tg } c = \frac{a_2}{a_1}$ – z uwzględnieniem warunków $a_1 = b \cos c, a_2 = b \sin c$.

Widmo oscylacji – to ciąg wartości wariancji resztkowej ε^2 lub współczynnika korelacji $R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}$, odpowiadających domniemanym okresom $\Theta = 0,1; 0,2; \dots; n$ (s^2 – wariancja zmiennej y). Okresy – to minima lokalne wariancji resztkowej ε^2 (maksyma współczynnika korelacji R).

Do walorów metody „sinusoid regresji” można zaliczyć:

- metodę można stosować, gdy odstęp czasu między wyrazami ciągu chronologicznego nie są takie same (np. w przypadkach erupcji wulkanicznych, niekompletnych – nie „uzupełnionych” serii pomiarowych zawierających braki),
- umożliwia wyznaczenie całego „gęstego widma” – nie tylko w zakresie krótkookresowym $0-0,5n$ (jak w innych metodach), lecz także w zakresie długookresowym $0,5n - n$, tj. w całym przedziale $0-n$,
- wyznaczane są wszystkie parametry cyklu: okres, amplituda, faza,
- umożliwia porównanie bezpośrednie widm, wyznaczonych na podstawie serii pomiarowych o różnych długościach n ,
- wypadkowa (interferencja) paru cykli wyjaśnia znaczną część wariancji danej zmiennej.

Przykładami są widma: temperatury powietrza w lecie w Anglii Środkowej (1660-1973) i wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze *DVI* (1680-1980) (rys. 1).



Rys. 1. Widma oscylacji: temperatury powietrza w lecie w środkowej Anglii (1660-1973) i wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze *DVI* (dust veil index) w paśmie 2,1-300 lat – z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ lat
Fig. 1. Spectra of oscillations of: air temperature in summer in middle England (1660-1973) and the indicator of volcanic dust content in the atmosphere (*DVI* – dust veil index) in the band between 2.1 and 300 years, with the step $\Delta\Theta = 0.1$ year

7.3. Identyfikacja przyczyn zmian klimatu

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 (liczby Wolfa), wskaźnik aktywności geomagnetycznej, stała słoneczna, parametry Układu Słonecznego (wypadkowa siła grawitacji planet, planetarne siły pływowe na Słońcu, przyspieszenie Słońca, dyspersja masy w Układzie Słonecznym i inne),
- geologicznych – erupcje wulkanów (*Dust Veil Index DVI*, odstęp czasu między wybuchami, wskaźnik aktywności wulkanicznej),
- i skutków – zmiennych:
 - klimatologicznych – cyrkulacja atmosferyczna (wschodnia, zachodnia, południkowa), strefowa – *North Atlantic Oscillation index (NAO)*, cyklonalna, temperatura powietrza, opady atmosferyczne i inne,
 - hydrologicznych – odpływy rzek, poziom Morza Bałtyckiego.

W widmach wymienionych zmiennych są obecne okresy zbliżone do okresów obiegu czterech największych planet dookoła Słońca i ich wzajemnego takiego samego położenia:

Okres (lata)	Jowisz	Saturn	Uran	Neptun	Masa	Odległość
Jowisz	11,862	.	.	.	317,82	5,203
Saturn	19,860	29,458	.	.	95,28	9,539
Uran	13,800	45,360	84,015	.	14,56	19,190
Neptun	12,780	35,870	171,470	164,780	17,28	30,060

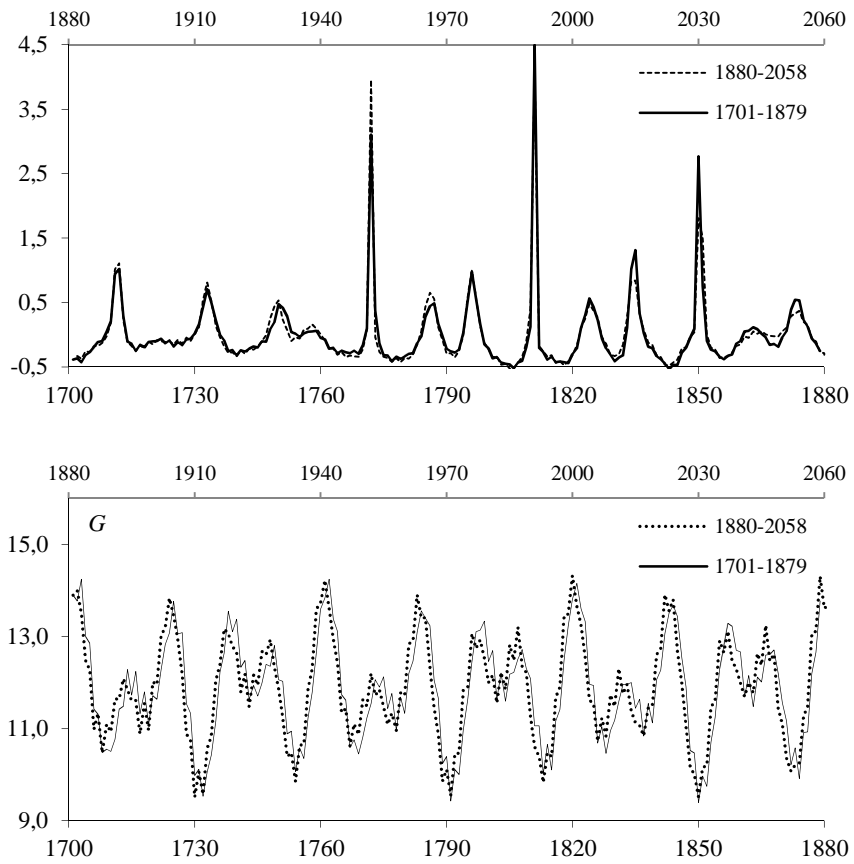
Kluczowe znaczenie w identyfikacji przyczyn ochłodeń i ociepleń klimatu ma planetarny 178,9-letni okres zmian parametrów Układu Słonecznego, aktywności Słońca (liczb Wolfa) i stałej słonecznej. Na przykład, wykresy zmian: przyspieszania Słońca względem środka masy US, wypadkowej siły grawitacji, liczb Wolfa i stałej słonecznej z lat 1700-1879 i 1879-1993 (po upływie 178,9 lat) prawie pokrywają się (rys. 2-3). Są to okresy w sensie definicji matematycznej $f(t + \Theta) = f(t)$, a nie statystycznej $f(t_i + \Theta) = f(t_i) + \epsilon_i$ (ϵ_i – reszta).

Najdłuższe okresy aktywności Słońca, stałej słonecznej i erupcji wulkanicznych, wyznaczone metodą „sinusoid regresji” zestawiono niżej:

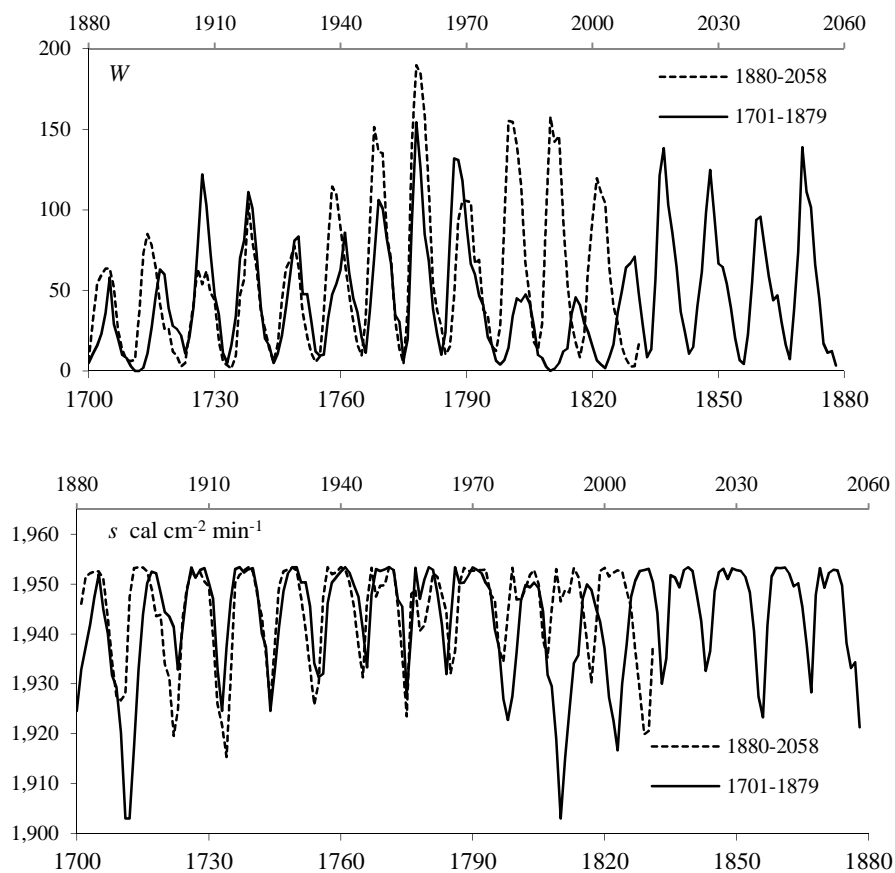
Zmienna	Okres	Okres
Aktywność Słońca (1700-1993)	102,0	187,3
Aktywność Słońca (1749-1993)	100,8	.
Stała słoneczna (1700-1993)	102,0	187,0
$\log DVI$	91,8	257,0
$DVI/\Delta t$	91,5	206,0
Δt	113,3	.

Okres wynikający z interferencji cykli aktywności Słońca: 102,0 i 187,3-letniego ma 224 lat:

$$v = \frac{\Theta_1 \cdot \Theta_2}{\Theta_2 - \Theta_1} = 223,97$$



Rys. 2. Przyspieszenie Słońca (składowa radialna – R_{\odot}/rok^2) i wypadkowa siła grawitacji planet (G) w latach 1700-1879 (linia przerywana) i 1879-2058 (linia ciągła) – po 178,9 latach
Fig. 2. Acceleration of the sun (radial component – R_{\odot}/year^2) and the resultant force of gravitational pull of the planets (G) in the years 1700-1879 (broken line), and 1879-2058 (solid line), i.e. after 178.9 years



Rys. 3. Liczby Wolfa (W) i stała słoneczna s (w $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ – wg wzoru empirycznego Kondratiewa i Nikolskiego (1970) w latach 1700-1879) i 1880-2010 – po 178,9 latach

Fig. 3. Wolf numbers (W) and the solar constant s (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ – according to the empirical formula of Kondratiev and Nikolskii, 1970) in the years 1700-1879, and 1880-2010 (solid line), i.e. after 178.9 years

Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza ($\Delta T = 2b$ – amplituda):

Miejscowość	Zima		Lato		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa (1779-1990)	218,3	1,8	208,2	0,3	223,9	1,1
Genewa (1768-1980)	216,6	1,0	147,4	0,7	166,3	0,7
Anglia (1659-1973)	170,2	0,6	220,8	0,4	175,6	0,4

Miejscowość	Zima		Lato		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa (1779-1990)	113,1	0,7	91,2	0,4	104,7	0,2
Praga (1771-1980)	98,5	0,5	76,9	0,8	80,9	1,0
Genewa (1768-1980)	93,4	0,4	76,6	1,0	76,0	0,6
Anglia (1659-1973)	99,1	0,6	101,9	0,3	102,5	0,5
NAO (1825-1997)	105,1	0,6	83,2	0,5	-	-

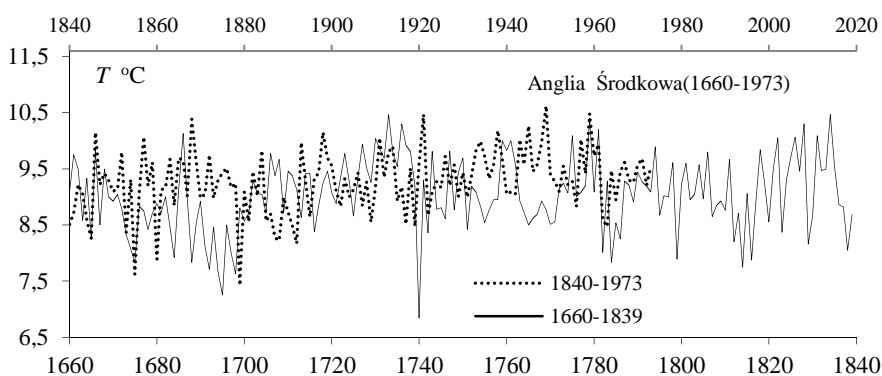
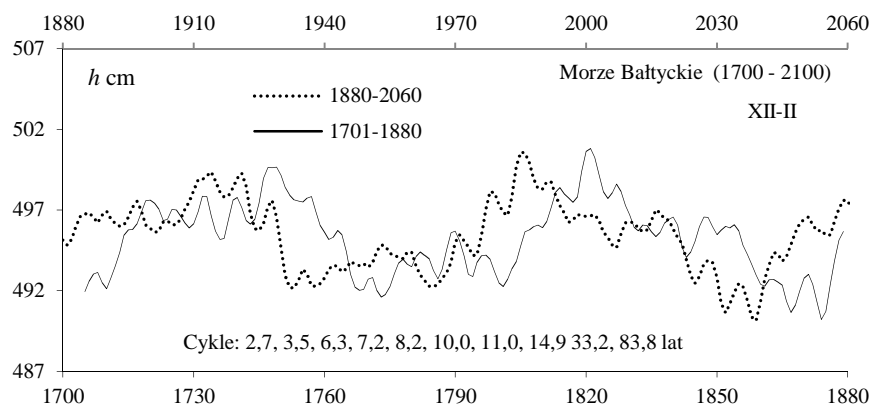
Okresy: planetarny 178,9-letni i około 100-letni są obecne w ciągach chronologicznych zmiennych sedymentologicznych – paleotemperatury (stosunku izotopów tlenu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, Johnsen i inni, 1970) i substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych (Boryczka, Wicik, 1994):

Zmienne sedymentologiczne	Okres (lata)	
Paleotemperatura $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	180	78
Jeziro Gościąż (substancje organiczne)	206	103
Jeziro Gościąż (węglan wapnia)	180	87
Jeziro Wikaryjskie (substancje organiczne)	200	-
Jeziro Wikaryjskie (węglan wapnia)	180	138

Interesujące jest też przystawanie krzywych czasowych zmian poziomu Morza Bałtyckiego – wypadkowych cykli: 2,7; 3,5; 6,3; 7,2; 8,2; 10,0; 11,0; 14,9; 33,2; 83,6 lat z przedziałów czasu 1700-1879 i 1880-2048 (średnich konsekwentnych 11-letnich (rys. 4). Z porównania tych krzywych wynika planetarny 179-letni cykl poziomu Morza Bałtyckiego (w Świnoujściu). Temperatura powietrza w Anglii (w lecie) spełnia w przybliżeniu warunek $T(t + 178,9) \approx T(t)$.

Powtórzenie się wartości: liczb Wolfa (stałej słonecznej) i poziomu Morza Bałtyckiego po upływie 179 lat świadczy o tym, iż jest to składnik deterministyczny wiekowych zmian klimatu.

Analogiczna okresowość zmiennych klimatologicznych i astronomicznych przekonuje, że ekstrema wykrytych cykli klimatu w XIX-XX wieku będą się powtarzać w XXI wieku. Powtórzenie się wartości aktywności Słońca (stałej słonecznej) po upływie cyklu planetarnego 179 lat świadczy o astronomicznych przyczynach części postępującego ocieplenia klimatu Ziemi. Powtórzenie się wypadkowej 10 cykli poziomu Morza Bałtyckiego – o długościach 2,7 – 83,6 lat po upływie 179 lat wykazuje, że te krótsze okresy – to także składniki deterministyczne współczesnych zmian klimatu.



Rys. 4. Poziom Morza Bałtyckiego h (w Świnoujściu) – interferencja cykli w przedziałach czasu: 1700-1869 i 1870-2048 – po 178,9 latach (średnie konsekwentne 11-letnie). Temperatura powietrza w środkowej Anglii w lecie w przedziałach czasu: 1659-1839 i 1839-1973 – po 178,9 latach (rok)

Fig. 4. Level of the Baltic Sea h (in Świnoujście) – interference of cycles in the time intervals 1700-1869 (solid line) and 1870-2048 (broken line) – i.e. after 178.9 years (consecutive 11-year averages). Air temperature in middle England in the time intervals 1659-1839 and 1839-1973, i.e. delayed by 178.9 years (year)

Nie są to okresy przypadkowe (samowzbudne) jak np. w przypadku poziomu Morza Kaspijskiego, gdzie energia potencjalna wód jest ogromna w porównaniu z siłami tarcia. W atmosferze jest inaczej, ze względu na duże siły tarcia o podłoże (i intensywną turbulencję) nie można oczekiwać okresów samowzbudnych – tzw. efektu motyla.

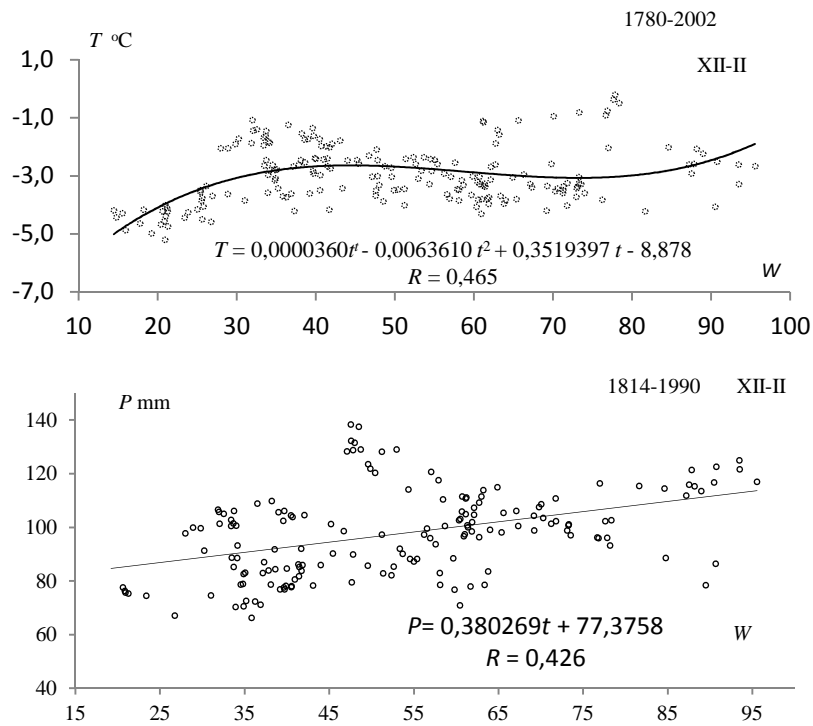
W ostatnich 400 latach wystąpiły trzy główne ochłodzenia klimatu Ziemi, o najmniejszej średniej globalnej temperaturze powietrza na półkuli północnej w pobliżu lat: 1600, 1700, 1830. Najbardziej znane jest to ostatnie, największe ochłodzenie w Europie i Polsce.

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane zmianami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od samej stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Stała słoneczna zależy od aktywności Słońca. Jej maksymalna wartość przypada na przedział liczb Wolfa 80-100 (Kondratiew i Nikolski, 1970).

Z porównania ciągów chronologicznych liczb Wolfa i temperatury powietrza w Europie (Warszawa, Praga, Genewa, Anglia) wynika, że podczas maksimum aktywności Słońca (liczb plam słonecznych) w cyklu 11-letnim jest na ogół cieplej niż w czasie minimum. Prawidłowość ta jest zakłócona przez eksplozywne erupcje wulkaniczne. Krótkookresowe zmiany stałej słonecznej nie odgrywają istotnej roli w kształtowaniu klimatu Ziemi. Wahania temperatury powietrza w tym cyklu nie sięgają głębszych warstw lądów i wód oceanicznych. Większą rolę odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca (stałej słonecznej). W pobliżu maksimum stałej słonecznej w tych cyklach ($t_{\max} \pm \frac{\Theta}{4}$) akumulowane są duże ilości energii słonecznej w głębszych warstwach lądów i głębszych warstwach wód oceanów. Energia cieplna „magazynowana” w oceanach wywiera znaczący wpływ na cyrkulację atmosferyczną.

Tendencja rosnąca aktywności Słońca (i stałej słonecznej), w ostatnich dwóch stuleciach jest niewątpliwie przyczyną części postępującego ocieplenia klimatu Ziemi – poprzez zmiany ogólnej cyrkulacji atmosferycznej (rys. 5).



Rys. 5. Zależność temperatury powietrza (T , 1780-1990) i opadów atmosferycznych (P , 1814-1990) w Warszawie od liczb Wolfa (średnie konsekutywne 11-letnie)
Fig. 5. Dependence of air temperature (T , 1780-1990) and precipitation (P , 1814-1990) in Warsaw on the Wolf numbers (consecutive 11-year averages)

Wpływ aktywności Słońca na temperaturę powietrza w zimie w Warszawie w latach 1780-1990 jest najbardziej „czytelny” w przypadku średnich konsekwentnych 11-letnich. Zimy są mroźne przy bardzo małej aktywności Słońca, a ciepłe – przy bardzo dużej liczbie plam słonecznych.

Aktywność Słońca wpływa bardziej na zimowe opady atmosferyczne, które wzrastają ze wzrostem liczby plam słonecznych.

Powtórzenie się wartości liczb Wolfa po upływie okresu planetarnego 179 lat (także pojedynczych cykli od 9-13 lat) świadczy, iż aktywność Słońca jest kształtowana zmianami parametrów Układu Słonecznego – zależy od konfiguracji planet. Według K. P. Butusowa (1972) plamy słoneczne są wywołane różnicą przyspieszeń centralnej części Słońca i jego zewnętrznych powłok w jego ruchu względem środka masy Układu Słonecznego. Efektem tej różnicy przyspieszeń jest silna turbulencja w fotosferze, która objawia się w postaci plam na Słońcu. Można przypuszczać, że znacznie chłodniejsze plamy od otoczenia są rezultatem rozprężania się elementów fotosfery w ich ruchu konwekcyjnym.

7.4. Ciepłe zimy w Europie i wzrost poziomu Morza Bałtyckiego

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Tendencja zmian temperatury powietrza w zimie, lecie i roku, wyrażone w °C/100 lat:

Miejscowość	Zima	Lato	Rok
Warszawa (1779-1990)	1,0	0,1	0,7
Praga (1771-1980)	0,25	-0,25	0,0
Genewa (1768-1980)	0,5	-0,2	0,1

Na przykład w Warszawie zimy są coraz cieplejsze – o 1°C/100 lat, a lata tylko o 0,1°C/100 lat.

Postępujące ocieplenie klimatu Europy (i Polski) w XIX-XX wieku jest prawdopodobnie efektem interferencji naturalnych cykli temperatury synchronicznych z cyklami zmiennych astronomicznych i geologicznych.

W serii pomiarowej temperatury powietrza (T) można wyodrębnić dwa składniki: T' naturalny, będący wypadkową nakładających się sinusoidalnych cykli i ΔT – antropogeniczny. Jeżeli przez wartości zmierzone (T) i obliczone T' poprowadzimy proste regresji

$$T = A_0 + At,$$

$$T' = B_0 + Bt,$$

to różnica współczynników regresji $a = B - A$ jest miarą antropogenicznych przyrostów temperatury $\Delta T = at$.

Składając, np. cztery najdłuższe cykle temperatury powietrza podczas zim w Warszawie (38,3, 66,7, 113,1, 213,3 lat) wyjaśnia się część tendencji rosnącej $B = 0,9^\circ\text{C}/100$ lat (całkowita tendencja $A = 1^\circ\text{C}/100$ lat).

Wraz z postępującym ociepleniem klimatu podnosi się poziom mórz i oceanów. Poziom Morza Bałtyckiego, wg stanów wody w Świnoujściu, w latach 1811-1990 podnosi się średnio o 4,5 cm/100 lat:

Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
1,4	3,9	6,8	5,8	4,5

Wykryto też w serii średnich rocznych poziomów Morza Bałtyckiego w Świnoujściu kilka cykli: 3,1, 5,5, 6,3, 7,7, 11,1, 15,0, 26,8, 184,0 lat (Kozuchowski, Boryczka, 1999). Prognoza na podstawie interferencji tych cykli wskazuje obniżenie poziomu wód Bałtyku w bieżącym stuleciu XXI odpowiadając przewidywanemu ochłodzeniu klimatu.

Rekonstrukcje dawnych linii brzegowych wykazują, iż poziom oceanów podczas ociepleń klimatu jest znacznie wyższy niż w czasie ochłodzeń (złodowaceń Ziemi). W czasie ostatniej fazy złodowacenia Würm 18 000 lat temu poziom Atlantyku obniżył się o około 135 m wraz z przyrostem pokrywy lodowej (Lamb, 1972-1977).

Ekwiwalentem obecnej pokrywy lodowej jest różnica poziomu oceanów 59,1-83,3 m. Stanowi ona (lody Arktyki, Antarktydy i lodowce górskie) 43,8-61,7% masy lodu sprzed 18 000 lat. Średnie tempo wzrostu poziomu oceanów wynosiło więc 75 cm/100 lat. W ostatnim stuleciu obserwuje się podnoszenie poziomu oceanów – średnio o 10-25 cm.

Podnoszenie się poziomu mórz i oceanów w XIX-XX wieku jest wynikiem rozszerzalności objętościowej wody. Objętość wód oceanów (bez mórz) obecnie wynosi 1370,4 mln km³, a średnia głębokość 3704 m. Wzrostowi temperatury wody o 1°C (od 4 do 5°C) odpowiada przyrost poziomu oceanów o 18 cm (przyjmując współczynnik rozszerzalności objętościowej 5,3·10⁻⁵).

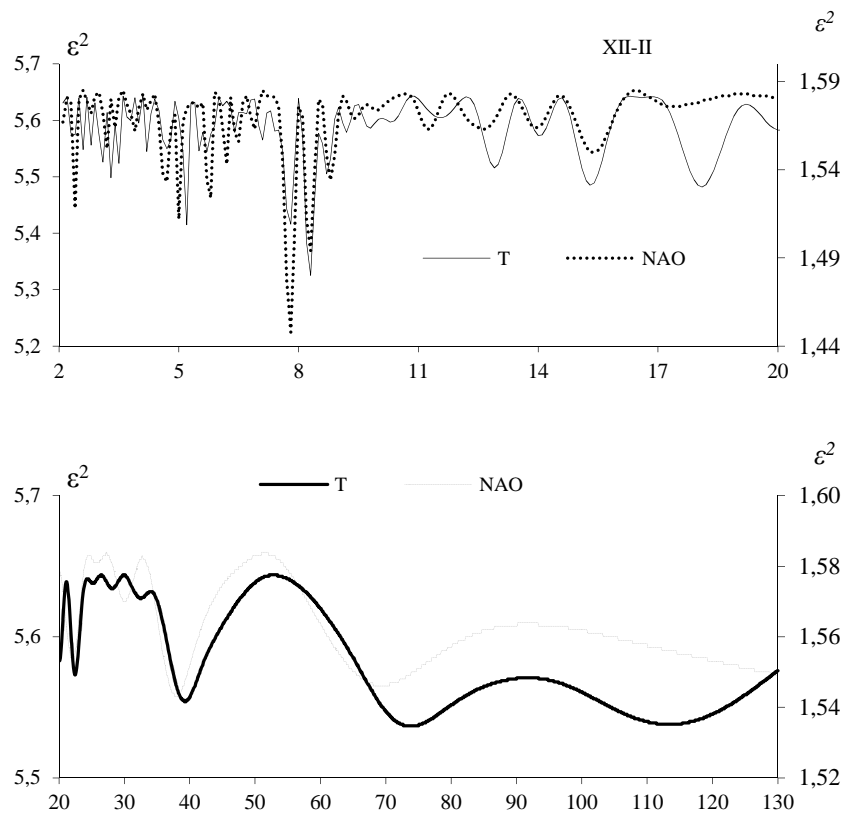
7.5. Oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy w latach 1825-1997 (nasilające się w zimie i słabnące w lecie)

Termiczne oddziaływanie wód Oceanu Atlantyckiego (ocieplające zimą a ochładzające latem) na klimat Europy Zachodniej i Środkowej (także Polski) jest uwarunkowane południkowym gradientem ciśnienia atmosferycznego $\left(-\frac{\partial p}{\partial \phi}\right)$ – cyrkulacją strefową.

Jako miarę cyrkulacji strefowej przyjęto wskaźnik *NAO* (North Atlantic Oscillation), zdefiniowany przez P. D. Jonesa i innych (1997). Jest to normowana różnica ciśnienia na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią w latach 1825-1997.

Zależność temperatury powietrza w północno-zachodniej Polsce od cyrkulacji strefowej – Oscylacji Północnego Atlantyku (wskaźników *NAO*: Rogersa i Hurrela) wykazano w pracach A. A. Marsza (1999).

Interesujące jest porównanie widm: temperatury powietrza podczas zim w Warszawie w latach 1780-1990 i wskaźnika *NAO* w latach 1826-1997 w pasmach 2-20 lat i 21-130 lat (rys. 6). Widma te cechuje analogiczna okresowość z dominującym okresem około 7,8-letnim. Podobieństwo tych widm świadczy, iż zimy w Warszawie są kształtowane przez okresowe wahania wskaźnika *NAO* (cyrkulacji strefowej).

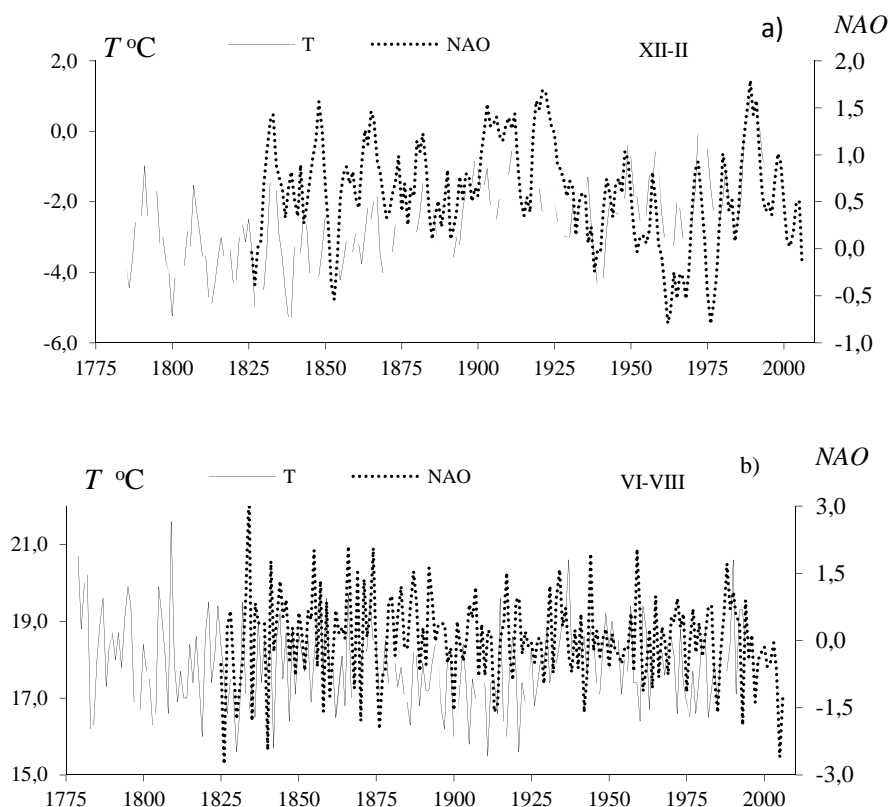


Rys. 6. Porównanie widm : temperatury powietrza w Warszawie (T , 1780-1990) i Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO , 1826-1997) w pasmach 2, 1-20 i 20-130 lat

Fig. 6. Comparison of the spectra of: air temperature in Warsaw (T , 1780-1990) and the North Atlantic Oscillation indicator (NAO , 1826-1997) in the bands of 2, 1-20, and 20-130 years

Tendencje wskaźnika NAO są: w zimie – rosnące, a w lecie – malejące. Inaczej, w zimie coraz większy jest równoleżnikowy transport mas powietrza z Oceanu Atlantyckiego w kierunku wschodnim. Postępujące ocieplenie, zwłaszcza w zimie, jest wywołane nasileniem ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego (rys. 7a). Natomiast niewielka tendencja rosnąca temperatury powietrza podczas lata jest spowodowana zanikiem ochładzającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski (rys. 7b).

W ten sposób jest wyjaśnione jedynie jedno z ogniw dystrybucji ciepła w Europie. Nie wiadomo jednak jaki w tym jest udział zmian aktywności Słońca (stałej słonecznej) i pyłów wulkanicznych ograniczających dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi.



Rys. 7. Zmiany Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) i temperatury powietrza podczas zim w Warszawie (a – średnich konsekwentnych 5-letnich) i średnich wartości w lecie (b) (1826-1997)

Fig. 7. Changes in the North Atlantic Oscillation (*NAO*) in winter and in summer (1826-1997)

Comparison of the consecutive 5-year averages of the *NAO* values and the air temperatures during winter in Warsaw

7.6. Prognozy Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) i zim w Warszawie w XXI wieku – interferencja cykli

Najpierw przedstawimy prognozy Oscylacji Północnego Atlantyku (*NAO*) w stuleciu 2001-2100 na podstawie wykrytej okresowości. Oto okresy wskaźnika *NAO* w latach 1826-1997 w zimie (XII-II): 2,4; 5,0; 5,8; 7,8; 8,3; 15,5; 21,5; 37,1; 71,5; 105,1 lat. Wypadkowa tych cykli – to linia kropkowana na rys. 8. Ogólnie, podczas zim 2001-2100 można oczekiwać spadku wskaźnika *NAO*, tj. zmniejszenia cyrkulacji strefowej, a więc osłabienia ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (i Polski).

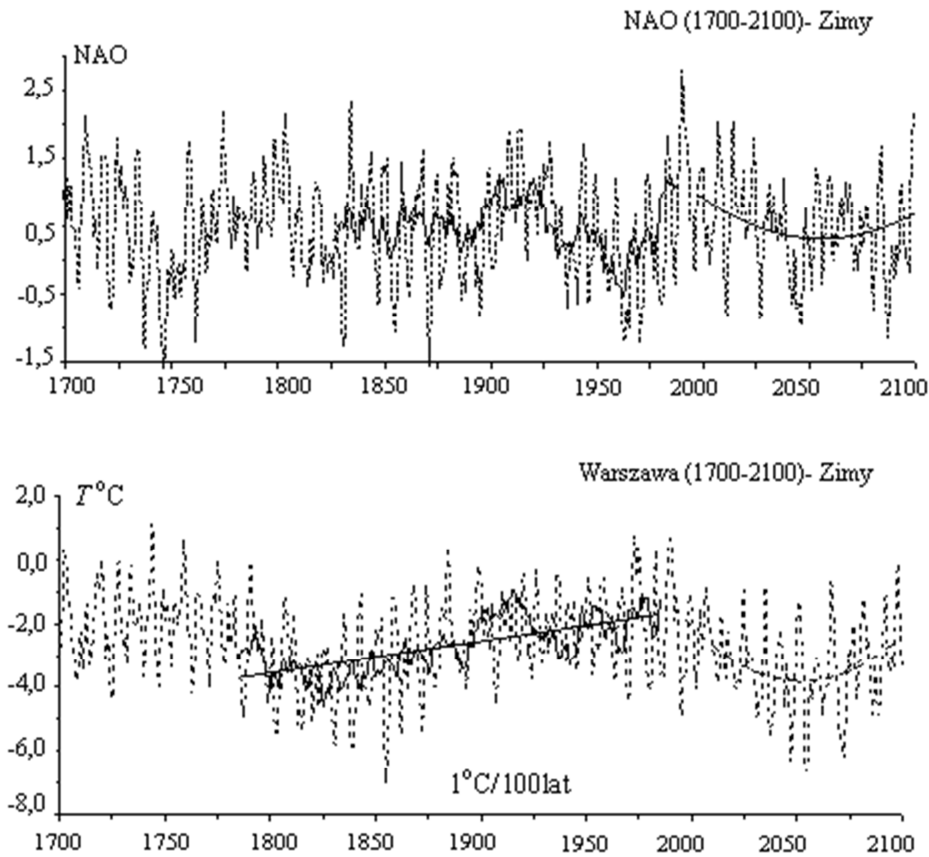
Już te poprzedzające prognozy wskaźnika *NAO* w XXI wieku przekonują o zbliżającym się naturalnym ochłodzeniu klimatu Europy. Należy też zaznaczyć, że najdłuższy uwzględniony okres wynosi 105,1 lat (funkcja aproksymująca nie zawiera okresu około 200-letniego, najbardziej dyskusyjnego).

Analogiczna okresowość zmiennych astronomicznych, geologicznych (domniemanych przyczyn) i klimatologicznych (*NAO*, temperatura) oraz obecność najdłuższych

okresów (około 100 i 200 lat) w seriach zmiennych sedymentologicznych (izotop tlenu ^{18}O , substancje organiczne) upoważniają do tego rodzaju prognoz zmian klimatu w XXI wieku. Przyjęto więc założenie, że ekstrema wykrytych cykli będą się powtarzać nadal – tak jak w XIX-XX wieku.

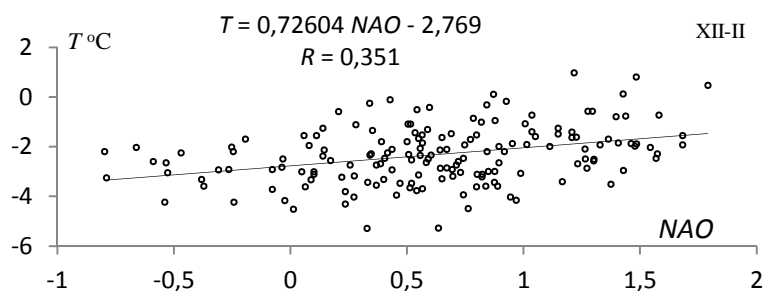
Istotnym elementem jest logiczna zbieżność prognoz wskaźnika *NAO*, warunkującego łagodność czy też mroźność zim w Polsce z prognozami samej temperatury powietrza w XXI wieku (rys. 8-9).

Wykres zmian temperatury powietrza podczas zim w Warszawie w latach 1700-2100 (wskazuje na znaczne ochłodzenie naturalne klimatu w XXI wieku).



Rys. 8. Zmiany wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza w Warszawie podczas zim w latach 1700-2100 – wg interferencji cykli: $T = T(t)$, $NAO = f(t)$

Fig. 8. Changes in the *NAO* indicator value and in air temperature in Warsaw during winters in the years 1700-2100, according to the interference of the cycles: $T = T(t)$, $NAO = f(t)$



Rys. 8 Zależność temperatury powietrza (T) od wskaźnika NAO w latach 1826-1990 (średnie konsekutywne 5-letnie)
Fig. 8. Dependence of air temperature (T) upon the NAO indicator in the years 1826-1990 (the consecutive 5-year averages)

Te coraz cieplejsze zimy w Europie (i Polsce) są niewątpliwie wywołane postępującym, ocieplającym oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego. Zależność średnich wartości temperatury powietrza zim od Oscylacji Północnego Atlantyku dobrze charakteryzuje rys. 9. Coraz cieplejsze zimy są przyporządkowane większym wartościom NAO .

7.7. Dominująca rola pyłów wulkanicznych w kształtowaniu klimatu Ziemi (XVII-XXI w.)

Promieniowanie słoneczne bezpośrednio może zmniejszyć się przez kilka miesięcy po wybuchu wulkanu o 10-20%. Na przykład, po wybuchu wulkanu Katmai (na Alasce) w 1912 r. bezpośrednio promieniowanie słoneczne, zmierzone na kilku stacjach aktywności w Europie i Ameryce zmniejszyło się w niektórych miejscach (bezpośrednio po erupcji) o ponad 20%. Podobnie, spadek promieniowania bezpośredniego po wybuchach wulkanów: Krakatau (Indonezja, 1883 r.), Hekla (Islandia, 1970) – miał charakter zmian planetarnych (globalnych zmian klimatu).

Wulkany typu eksplozywnego wyrzucają do atmosfery duże ilości pyłów i gazów (HCl , SO_2 , CO_2 , H_2 , S i inne). Po wybuchu wulkanu Tambora (Indonezja, 1815, $DVI = 3000$) pył osiągnął wysokość 60-70 km.

Dominujący wpływ na globalne zmiany klimatu mają związki siarki wyrzucane do stratosfery. W ciągu kilku miesięcy ulegają one fizyko-chemicznej transformacji i są rozprzestrzeniane wokół całej Ziemi. Główny wpływ na pochłanianie i rozpraszanie krótkofalowego promieniowania słonecznego mają cząsteczki siarczanów (aerozole siarczane), które powstają z gazów zawierających siarkę (np. SO_2). Powodują one ogrzanie stratosfery i jednocześnie ochłodzenie w dolnych warstwach troposfery, wywołane spadkiem promieniowania dochodzącego do powierzchni Ziemi.

Promieniowanie całkowite po wybuchach wulkanów maleje, mimo wzrostu promieniowania rozproszonego (przez pyły). Z pomiarów wynika, że zmniejszenie promieniowania całkowitego o 1% (przy stałym albedo) powoduje globalne ochłodzenie o 1,2-1,5°C. Natomiast z modeli fizycznych bilansu energii cieplnej wynika wniosek, że spadek promieniowania całkowitego o 1,5-1,6% może doprowadzić do całkowitego zlodowacenia Ziemi.

Główne ochłodzenia na początku XIX wieku wystąpiło podczas minimum wiekowego aktywności Słońca – w czasie najłagodniejszego cyklu 13-letniego (1811-1823) i maksimum

aktywności wulkanicznej. Na początku XIX wieku wybuchły wulkany o największym wskaźniku zapylenia atmosfery: Tambora (1815) i Cosiguina (1835).

Postępujące ocieplenie klimatu, głównie w XX wieku, częściowo wywołane jest wzrostem aktywności Słońca – liczb Wolfa o 17/100 lat i spadkiem zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze. Erupcje wulkaniczne w latach 1680-1980 występowały coraz rzadziej.

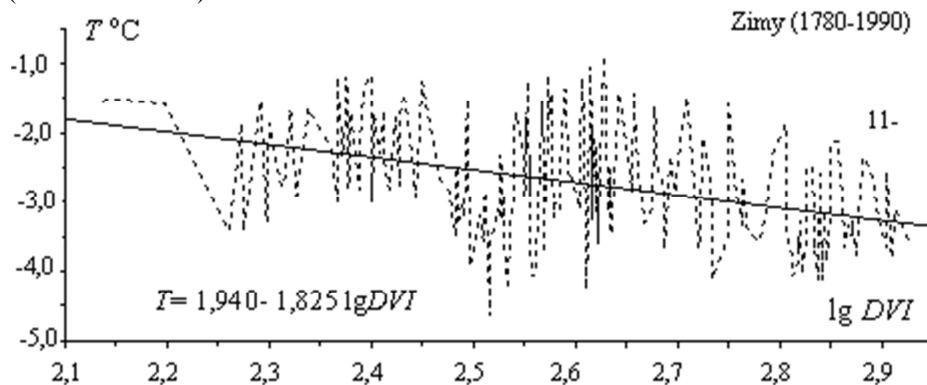
Bilans energii słonecznej w cyklu dobowym (napromieniowanie powierzchni Ziemi w dzień, wypromieniowanie nocą) nie jest zamknięty – saldo jest różne od zera ze względu na dłuższy cykl roczny. Podobnie saldo energii słonecznej w cyklu rocznym nie jest równe zero (jak podaje się w podręcznikach akademickich), ponieważ dopływ promieniowania słonecznego jest uwarunkowany długookresowymi zmianami stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze.

Analogicznie jak w cyklu rocznym – w kolejnych latach (licząc od minimum cyklu) nadwyżki energii słonecznej (w odniesieniu do roku poprzedniego) są zużywane na ogrzewanie coraz głębszych warstw gruntu i wód oceanów. Zasięg wahań temperatury (w głąb Ziemi) jest większy, gdy okres zmian dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi – dłuższy.

Nawet bardzo powolne, znikome przyrosty energii słonecznej w kolejnych latach prowadzą do globalnego ocieplenia, a spadki do ochłodzenia (złodowacenia Ziemi).

Stąd też wpływ pyłów wulkanicznych na klimat Ziemi jest „czytelny”, gdy posługujemy się dłuższą (kilku lub kilkunastoletnią) jednostką czasu, np. średnimi konsekwentnymi 11-letnimi wartościami.

Wtedy można stwierdzić (rys. 10), że temperatura powietrza podczas zim w Warszawie (1780-1990) maleje ze wzrostem zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (ze wzrostem *DVI*).



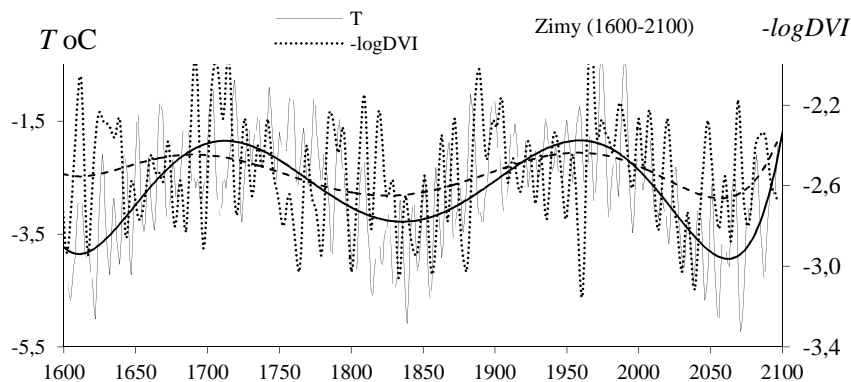
Rys. 10. Zależność temperatury powietrza (T) od $\lg DVI$ (DVI – dust veil index)

Fig. 10. Dependence of air temperature (T) upon $\lg DVI$ (DVI – Dust Veil Index)

Wyodrębnienie udziału: aktywności Słońca (zmian stałej słonecznej) i pyłów wulkanicznych w kształtowaniu współczesnych zmian klimatu jest niezwykle trudne. Jak już wspomniano, ostatnie głębokie ochłodzenie klimatu na półkuli północnej (i w Polsce) przypada na minimum wiekowe aktywności Słońca i maksimum aktywności wulkanicznej na Ziemi.

O dominującej roli zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (aerzoli siarczanych w stratosferze) w kształtowaniu klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku świadczy porówna-

nie wykresu wiekowych zmian temperatury powietrza $T = f(t)$ i $-\log DVI$, gdzie $-\log DVI$ – jest miarą oczyszczenia atmosfery z pyłów wulkanicznych (rys. 11).



Rys. 11 Zmiany temperatury powietrza w zimie w Warszawie (T) i wskaźnika oczyszczenia atmosfery z pyłów wulkanicznych ($-\log DVI$) w latach 1600-2100 (średnie konsekutywne 5-letnie) – wg interferencji cykli

Fig. 11. Changes in air temperature in winter in Warsaw (T) and in the indicator of purification of the air from the volcanic dust ($-\log DVI$) in the years 1600-2100 (consecutive 5-year averages) – according to the interference of cycles

Krzywe średnich 5-letnich konsekutywnych wartości (standaryzowane): temperatury T i $-\log DVI$ (DVI – dust veil index) w latach 1600-2100 są prawie przystające – także w bieżącym stuleciu XXI. Duże podobieństwo tych krzywych wskazują, także wykresy wielomianów regresji 6-tego stopnia (o współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,682$ i $R=0,288$):

$$T = 10^{-14} t^6 - 0,0000000010t^5 + 0,0000045394t^4 - 0,0110681664t^3 + 15,1500897038t^2 - 11\,037,9375900981t + 3\,344\,116,72641824$$

$$-\log DVI = 10^{-14} t^6 - 0,0000000001t^5 + 0,0000004997t^4 - 0,0012130348t^3 + 1,6531378730t^2 - 1199,1215764663t + 361\,680,7062335770$$

Prognozowanemu ochłodzeniu w XXI wieku odpowiada minimum krzywej $-\log DVI$, charakteryzującej oczyszczanie atmosfery z pyłów wulkanicznych (max DVI).

7.8. Prognozy klimatu Europy w XXI wieku – według zmian Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), emisji pyłów wulkanicznych (DVI) i liczb Wolfa

Wcześniej wykazano, że wykryte cykle w seriach pomiarowych temperatury powietrza – analogiczne do cykli aktywności Słońca, wskaźnika DVI i parametrów Układu Słonecznego – to składniki deterministyczne w seriach pomiarowych.

Należy zaznaczyć, że w długich seriach pomiarowych wartości: chwilowych, codziennych, codziennych „nieczytelna” jest okresowość – z wyjątkiem cyklu dobowego i rocznego. Przypadkowa zmienność, wynikająca z oddziaływania czynników lokalnych (Słońce zasłonięte przez chmurę, lokalna cyrkulacja atmosferyczna i inne) jest bardzo duża w porównaniu z efektem postępującego wzrostu, czy też spadku absorbowanego przez powierzchnię Ziemi promieniowania słonecznego – w cyklach długich.

W nowych prognozach zmian klimatu Europy w XXI wieku abstrahowano od okresów obecnych w ciągu chronologicznych średnich wartości zim w Warszawie w latach 1780-1990.

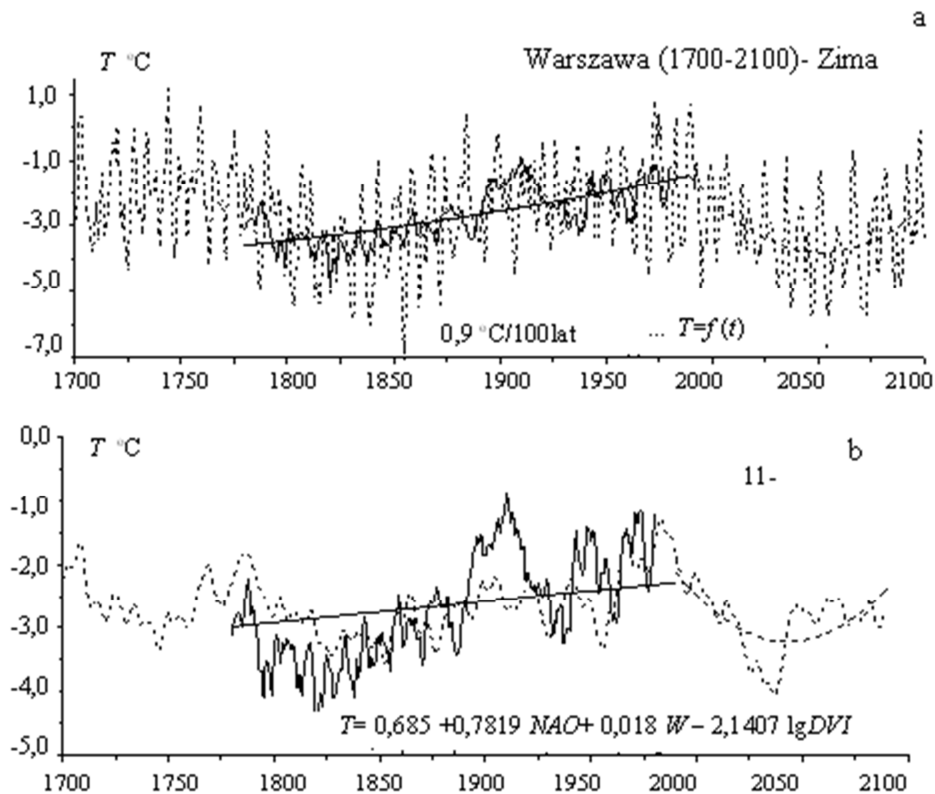
Prognozowano średnie konsekwentne 11-letnie wartości temperatury powietrza w latach 2001-2100 na podstawie przedstawionych już wcześniej na wykresach przewidywanych wartości: *North Atlantic Oscillation (NAO)*, *Dust Veil Index (log DVI)* i liczb Wolfa (*W*).

Regresję liniową temperatury powietrza w zimie (*T*) względem tych trzech zmiennych niezależnych: *NAO*, *log DVI*, *W* przedstawia równanie:

$$T = 0,685 + 0,7819 NAO - 2,1407 \log DVI + 0,7819 W.$$

Cechuje się ono dużym współczynnikiem korelacji wielokrotnej $R = 0,70$.

Ekstrapolowane wartości temperatury powietrza podczas zim w Warszawie w latach 2001-2100 przedstawia rys. 12. Według tych, zupełnie innych prognoz można oczekiwać naturalnego ochłodzenia klimatu w bieżącym stuleciu.

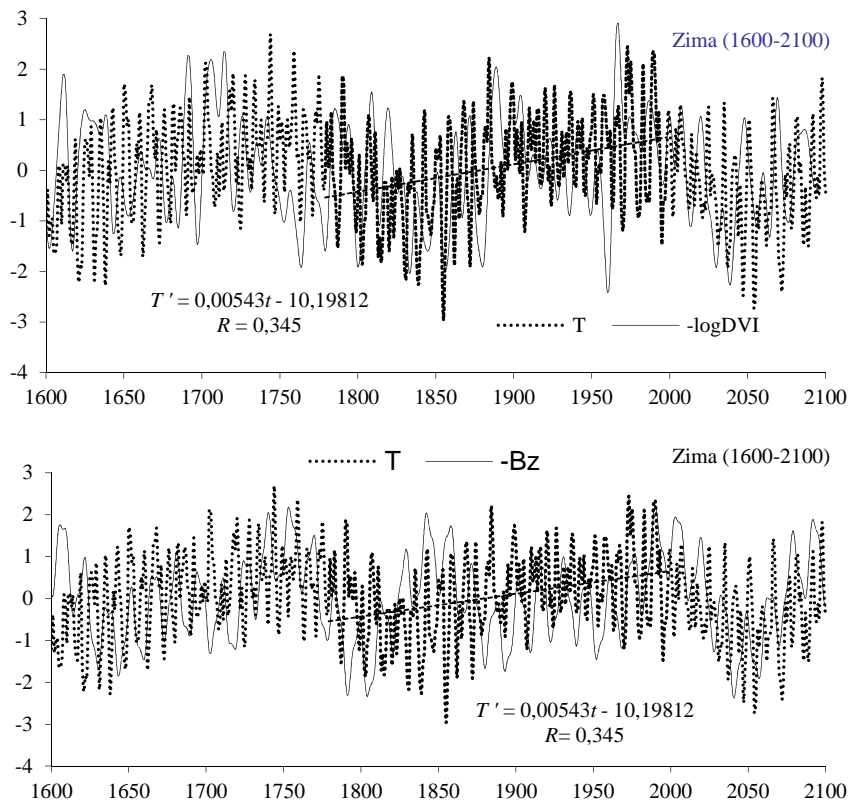


Rys. 12. Porównanie prognoz temperatury powietrza podczas zim w Warszawie: wg interferencji cykli $T = f(t)$ – (a) i wg regresji wielokrotnej $T = f(NAO, \log DVI, W)$ – (b)

Fig. 12. Comparison of the forecasts of air temperature during winters in Warsaw: according to interference of cycles $T = f(t)$ (a) and according to multiple regression $T = f(NAO, \log DVI, W)$ (b)

Należy zauważyć dobrą zgodność średnich konsekwentnych 11-letnich wartości temperatury powietrza w przedziale aproksymacji 1780-1990 (linie pogrubione) wg cykli temperatury $T = f(t)$ (rys. 12a) i wg równania hiperpłaszczyzny regresji $T = f(NAO, \lg DVI, W)$ (rys. 12b).

Interesujące jest też porównanie wykresów zmian (rys. 13): temperatury powietrza w zimie w Warszawie i $-\log DVI$ ze wskaźnikiem $-B_z$ koncentracji masy planet względem płaszczyzny ekliptyki (B_z – moment bezwładności planet – dyspersja masy). Prognozowanemu ochłodzeniu zim w XXI wieku odpowiada minimum wiekowe koncentracji masy planet względem ekliptyki.



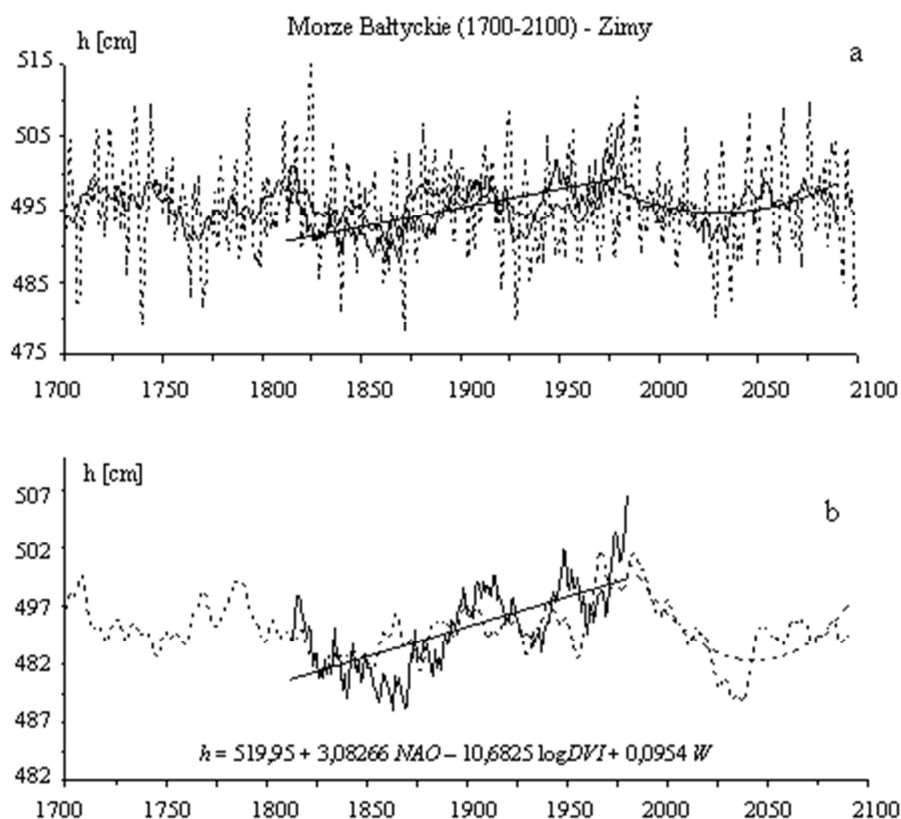
Rys. 13. Analogiczne zmiany temperatury powietrza podczas zim w Warszawie (T), wskaźnika oczyszczenia atmosfery z pyłów wulkanicznych ($-\log DVI$) i wskaźnika koncentracji masy planet względem ekliptyki ($-B_z$), B_z – dyspersja masy (moment bezwładności 9 planet)

Fig.13. Analogous changes of air temperature during winters in Warsaw (T), of the indicator of purification of the atmosphere from the volcanic dusts ($-\log DVI$) and the coefficient of planetary mass with respect to the ecliptics ($-B_z$), where B_z – mass dispersion (momentum of the nine planets)

Na uwagę zasługują też logiczne tendencje rosnące w latach 1780-1990: temperatury powietrza (T), wskaźnika oczyszczenia atmosfery z pyłów wulkanicznych ($-\log DVI$) i wskaźnika koncentracji masy planet względem płaszczyzny ekliptyki ($-B_z$). Nasuwa się wniosek, wykluczający interpretacje – o przypadkowych losowych wahaniach klimatu

Dobra zbieżność, tych dwojakiemu rodzaju prognoz bardziej mroźnych zim w XXI wieku wspiera tezę, że głównymi przyczynami ociepleń i ochłodzeń klimatu w XVIII-XXI wieku są: zmiany koncentracji pyłów wulkanicznych w atmosferze i aktywności Słońca.

Porównano też prognozy poziomu Morza Bałtyckiego w zimie (rys.14): wg cykliczności – (a) i regresji – (b): $h = 519,95 + 3,08266 NAO - 10,6825 \log DVI + 0,0954 W$.



Rys. 14. Prognozy poziomu Morza Bałtyckiego podczas zim w XXI wieku (w Świnoujściu): wg interferencji cykli $h = f(t)$ – (a) i wg regresji wielokrotnej $h = f(NAO, \log DVI, W)$, $R=0,80$ – (b)

Fig. 14. Forecasts of the Baltic Sea level during the 21st century (in Świnoujście): according to the interference of cycles, $h = f(t)$ – (a), and according to the multiple regression, $h = f(NAO, \log DVI, W)$, $R=0.80$ – (b)

Ważne znaczenie poznawcze ma logiczna zbieżności prognoz w XXI wieku (parabole z minimami mniej więcej w połowie stulecia) temperatury i poziomu Morza Bałtyckiego – wg wykrytej cykliczności (T) i zmiennych NAO , $\log DVI$, W .

Literatura

- Berger A., 1978, *Milankovich theory and climate*, „Reviews of Geophysics”, 26.
 Boryczka J., 1984, *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu*, „Rozprawy UW”, nr 234, Warszawa.
 Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII- XXI wieku*, Wyd. UW, Warszawa.

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Zmiany wiekowe klimatu Polski)*, t. VII, Warszawa.
- Boryczka J., Wicik B., 1994, *Record Holocene Climate cycles in Lake Sediments in Central Poland*, „Miscellanea Geographica”, t. 6, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 1997, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie)*, t. X, Warszawa.
- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie „Dialog”, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 1998, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie)*, t. XI, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Ochłodzenia i ocieplenia klimatu miast w Europie)*, t. XII, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku)*, t. XIV, Wyd. UW, Warszawa.
- Brückner E., 1890, *Klimaschwankungen seit 1700, nebst Bemerkungen über die klimaschwankungen der Diluvialzeit*, „Geogr. Abhandl“, IV, Wien.
- Butusow K. P., 1972, *K woprosu o ciklicznosti solniecznoj aktywnosti, Sólncce, elektriczesstwo žizni*, MGU, Moskwa.
- Budyko M. I., 1975, *Klimat i życie*, PWN, Warszawa.
- Gumiński R., 1949, *35-letnie „okresy” wahań klimatycznych Brücknera w świetle klimatologii dzisiejszej*, „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej” t. X, z. 4.
- Hellmann G., 1936, *Die Niederschläge in der Norddeutschen Stromgebiete*, Berlin.
- Johnsen S. J., Dansgaard W., Clausen H. B., Longway C. C., 1970, *Climatic oscillations 1200-2000 A.D.*, „Nature”, no 227.
- Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*, „Int. J. Climatologie”, 17, 1433-1450.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, „Prace Geograficzne PAN”, nr 33.
- Kondratiew K. J., Nikolski G. A., 1970, *Solar radiation and solar activity*, „Quart. J. Roy. Meteor. Soc.”, no 96.
- Kimbal N. N., 1918, *Volcanic eruption and solar radiation intensities*, „Mon. Wea. Rev.”, vol. 46, No 8.
- Kożuchowski K., Boryczka J., 1997, *Cykliczne wahania i trendy czasowe poziomu morza w Świnoujściu (1811-1990)*, „Przegląd Geofizyczny”, z. 1.
- Lamb H. H., 1974, *Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of meteorological*, „Phil. Transactions Roy. Soc.”, ser. A, 226.
- Lamb H. H., 1977, *Climatic history and future. Climate, present, past and future*, vol. 2, London, Methnen.
- Liznar J., 1902, *Ober eine 33-jährige Periode der Sonnenflecken*, Met. Zft.
- Lorenc H., 1994, *Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych*, „Materiały Badawcze IMGW”, Meteorologia 19.
- Lockyer N., 1902, *Die Sonnentätigkeit 1833 bis 1900*, Met. Zft.
- Marsz A. A., (red.), 1999, *Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatologicznym*, Materiały konferencji, Gdynia 6 V 1999.
- Miłankowicz M., 1938, *Matematyčeskaja klimatologija i astronomičeskaja teorija kolebanij klimata*, ONTU, Moskwa.
- Sawinow C. I., 1913, *Najbolszije wielicziny napraženija solniecznoj radiacji po nabuldieniam w Pawłowske*, s. 1892 g. Izd. AN, ser. 6, t. 8, No 12.
- Schönwiese C. D., 1997, *Klimat i człowiek*, Warszawa.
- Schuster A., 1906, *Sonnenfleckenperioden*, Met. Zft.
- Trautmann E., 1940, *Die Brücknersche Niederschlagschwankung über Europa*, „Veroff. Geophys. Inst. Leipzig“, Serie II, 7.
- Wagner A., 1940, *Klimatenderungen und Klimaschwankungen*, Berlin.
- The atmosphere of the planet Earth*, 1990, WMO, No 735.

Summary

The report distinguishes the following areas of study (sections):

1. The beginnings of the study of the periodical climate changes,
2. The J. Boryczka method of "regression sinusoids" of identifications of periods
3. identification of the causes of climate changes,
4. Warm winters in Europe, raising level of the Baltic Sea,
5. The influence of the Atlantic Ocean on the climate of Europe (and Poland) in the years 1825-1997 – the progressing warming in winter, the weakening cooling in summer,
6. Forecasts of the North Atlantic Oscillations (NAO) and winters in Warsaw in the 21st century according to the cycles identified,
7. The dominating role of the volcanic dust in the shaping of the Earth's climate in the 17th-21st century,
8. Forecasts of the climate of Europe in the 21st century according to the changes in the North Atlantic Oscillation (NAO), the concentration of the volcanic dust (DVI), and solar activity (*W*).

The study of the periodical changes of climate was initiated by E. Brückner in his publication from 1890, devoted to the 35-year cycle of climate fluctuations, with two phases: the warm-and-dry one and the cool-and-humid one, the calculated period being 34.8 ± 0.7 years. An important role in the evaluation of the degree of reality of the identified climatic cycles was played by the criterion of A. Schuster (1906): $a > 3E$. A significant assessment of the reality of the propositions forwarded by Brückner is constituted by the publication of R. Gumiński (1946) "The 35-year "periods" of climatic fluctuations of Brückner's in the light of the contemporary climatology" (in Polish), which negates the existence of the 35-year cycle. According to the results of empirical studies the longer and shorter climate cycles have existed in the second half of the 20th century, and in some chronological series the 30-40-year cycle is also present.

Side by side with the harmonic analysis, the autocorrelation method and the Fourier transform method, a new method was introduced into the study of periodicity – the method of "regression sinusoids" of J. Boryczka, serving to identify the periods. The method of "regression sinusoids" consists in fitting – in the sense of least squares – the consecutive sinusoids of the periods making a series like $0.1, 0.2, \dots, n$, to the measurements. The periods identified correspond to the local minima of the rest variance. The method of "regression sinusoids" may also be applied in the case of the unevenly appearing volcanic eruptions, in sedimentology (the time intervals between measurements do not have to be the same – as in the previous methods).

The fundamental significance should be attached in the identification of the natural changes of the Earth's climate to the principle: "The periodicity of the of the causes and effects should be similar." That is why it is essential to demonstrate the analogous periodicity of the cycles of the hypothetical causes – the astronomical and geological variables, and the effects – the climatological and the hydrological variables

Of key significance in the identification of the causes of climate fluctuations is the planetary 178.9-year cycle of the changes in the parameters of the solar system, solar activity, and the solar constant. This cycle is also present in some of the longest series of air temperature measurements (e.g. Middle England – summer). This periodicity is identified in the case of the sedimentological variables. Similarity of the spectra of oscillations of the astronomical and climatological variables was demonstrated.

Progressing warming of winters and weakening cooling of summers is being observed in Europe and in Poland. It is conditioned by the progressing changes in the thermal influence of the Atlantic ocean waters (warming in winter and cooling in summer). The trends in the NAO indicator are increasing in winter and decreasing in summer. In other words, the zonal circulation in Europe intensifies in winter and weakens in summer.

The dominating role of volcanic dust in the shaping of the climate of Poland in the 17th-20th centuries is demonstrated. The curves of changes of: air temperature in Warsaw (*T*) and the variable corresponding to the purification of the atmosphere of the volcanic dust ($-\log DVI$) in the years 1500-2100 are very close to congruence (*DVI* – dust veil index, H. Lamb, 1974).

A novelty is constituted by the forecasts of air temperature in Warsaw for the years 2001-2100 according to the changes in the NAO index, concentration of the volcanic dust (*DVI*), and solar activity (Wolf numbers – *W*). Another novelty consists in the analogous forecasts of the Baltic Sea levels in the 21st century (in Świnoujście). The similarity of these two types of forecasts, namely according to the interference of the identified temperature cycles, $T = T(t)$ and the Baltic Sea level, $h = h(t)$, and according to the changes *NAO*, *DVI*, *W*: $T = T(NAO, DVI, W)$, $h = h(NAO, DVI, W)$ is highly interesting. (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year
92-2100 – year.

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, recenzja tomu: Halina Lorenc, Wyd. UW

Zastosowania metody „sinusoid regresji” w pracach doktorskich

Przykład 1

Elwira Żmudzka, 2001, *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce*, [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, Prace Studia Geograficzne, t. 28, s. 212-222.

W pracy doktorskiej określono cykliczne zmiany temperatury powietrza na terenie Polski w latach 1951-1990 – przestrzenne zróżnicowanie parametrów cykli: okresów, amplitud i faz, z wyodrębnieniem sezonów (wiosna, lato, jesień, zima) i roku. W identyfikacji przyczyn cykliczności od 1 do 30 lat temperatury powietrza wykazano synchroniczność (korelację) cykli temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca.

Warunki termiczne obszaru Polski opisano chronologicznymi ciągami średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z 58 stacji meteorologicznych IMGW z lat 1951-1990. Cyrkulację atmosferyczną w tym samym przedziale czasu (1951-1990) charakteryzują ciągi czasowe miesięcznych częstości (liczb dni) makrotypów cyrkulacji strefowej: zachodniej (W) i wschodniej (E) oraz południkowej (S) – mas powietrza napływającego nad obszar Polski (według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein). Analizie statystycznej poddano także ciąg chronologiczny miesięcznych liczb Wolfa z lat 1951–1990, charakteryzujący aktywność Słońca.

Pojawił się problem, czy pole temperatury powietrza w Polsce jest jednorodne pod względem cykliczności od 1 do 30 lat.. Zagadnienie było dotąd jedynie wszechstronnie opracowane w przypadku cyklu rocznego.

Parametry poszczególnych cykli: okresy Θ , amplitudy b i fazy c wyznaczono metodą „sinusoid regresji” (Boryczka 1998):

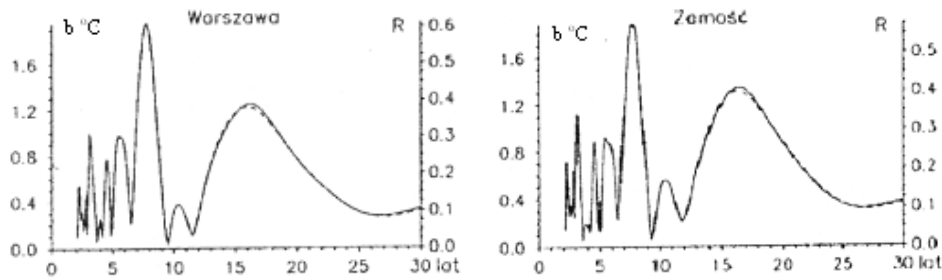
$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta}t + c\right).$$

Zmieniając okres sinusoidy z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ i $\Delta\Theta = \frac{1}{12}$ roku otrzymano ciągi wariancji reszkowej ε^2 i współczynnika korelacji R . Okresy Θ – to maksima lokalne współczynnika korelacji R (minima lokalne wariancji reszkowej). Ciągi amplitud b (widma) charakteryzują zakres wahań badanych zmiennych w poszczególnych cyklach.

W tym celu wyznaczono dla każdej spośród 58 miejscowości widma temperatury powietrza w paśmie 2,1–30 lat – okresy Θ , zakres wahań $\Delta T = 2b$ i porównano je (wybrane miejscowości, rok):

Miejscowość	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Kołobrzeg	3,6	0,6	5,6	0,8	7,7	1,4	10,2	0,4	14,0	0,7	21,8	0,4
Suwałki	3,6	0,6	5,6	0,9	7,8	1,5	10,2	0,4	15,4	0,6	-	-
Warszawa	3,2	0,6	5,5	0,8	7,7	1,5	10,2	0,4	17,2	0,5	20,7	0,5
Wrocław	3,2	0,6	5,9	0,7	7,6	1,4	10,1	0,5	14,1	0,4	20,9	0,4
Zamość	3,2	0,7	5,5	0,8	7,7	1,3	10,3	0,5	16,0	0,6	-	-
Kasprowy Wierch	3,6	0,7	6,0	0,5	7,7	0,7	10,2	0,4	13,7	0,4	-	-

Przykładowo przedstawiono widma temperatury powietrza w Warszawie i Zamościu w zimie (rys. 1)



Rys. 1. Widma temperatury powietrza w Warszawie i Zamościu (zima) w latach 1951-1990 w paśmie 1-30 lat, b – amplituda (—), R – współczynnik korelacji (---)

Fig. 1. Spectra of oscillation of the air temperature in Warsaw and Zamość (Winter) in years 1951-1990 in the strip 2.1-30 years, b – amplitude (—), R – correlation coefficient (---)

Prognostyczne trendy czasowe temperatury powietrza wyznaczono przez superpozycję cykli o największych amplitudach, minimalizując całkowitą wariancję resztkową (według najmniejszych kwadratów) i błąd standardowy:

$$T = f(t) = a_0 + \sum_{r=1}^m b_r \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_r} t + c_r\right),$$

gdzie: a_0 – wyraz wolny, Θ_r – okres, b_r – amplituda, c_r – faza, t – czas wyrażony w latach.

Współczynnik determinacji R^2 (R – współczynnik korelacji wielokrotnej) wskazuje, jaka część (w %) wariancji temperatury powietrza jest wyjaśniona przez m cykli.

Pojedyncze cykle i superpozycje m cykli weryfikowano testem Fishera-Snedecora na poziomie istotności 0,05. Okresy wyznaczone metodą sinusoid regresji są średnimi okresami w serii pomiarowej.

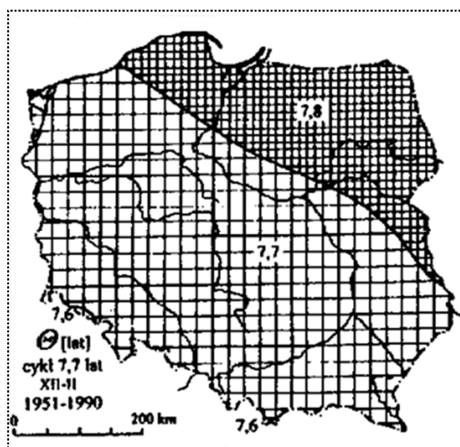
W zimie dominuje cykliczność 7,6-7,8-letnia, o zakresie wahań od 1,8 K (Kasprowy Wierch) do 4,1 K (Suwałki):

Miejscowość	Zima				Lato			
	Θ	ΔT	R	Max	Θ	ΔT	R	max
Kołobrzeg	7,7	3,1	0,6	1958	7,8	0,8	0,4	1958
Suwałki	7,8	4,1	0,6	1957	7,1	0,3	0,1	1959
Warszawa	7,7	3,9	0,6	1958	7,4	0,5	0,2	1959
Wrocław	7,7	3,6	0,6	1958	7,5	0,7	0,3	1959
Zamość	7,7	3,8	0,6	1958	7,1	0,4	0,1	1959
Kasprowy Wierch	7,6	1,8	0,4	1958	7,5	0,4	0,2	1958

Na przykład, cykl 7,7-letni temperatury powietrza podczas zim w Warszawie opisuje równanie sinusoidy:

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

Maksima temperatury powietrza w tym cyklu występują na obszarze Polski w latach $1957-1958 + k\Theta$, gdzie $k = 1, 2, \dots$. Długość cyklu około 8-letniego w zimie na terenie Polski zmienia się od 7,6 do 7,8 lat (rys. 2).



Rys. 2. Parametry dominujących cykli temperatury powietrza w Polsce w sezonach i roku w latach 1951-1990: Θ – okres

Fig. 2. Parameters of predominant air temperature cycles in Poland in selected seasons and a whole year in years 1951-1990: Θ – period,

Można sądzić, że przyczyną 7,6-7,8-letniego cyklu pola temperatury powietrza w Polsce jest 7,8-letni cykl aktywności Słońca (W_0) podczas zim w latach 1951-1990 ($R=0,42$):

$$W_0 = 74,4 + 33,80 \sin\left(\frac{2\pi}{7,8}t - 3,100\right).$$

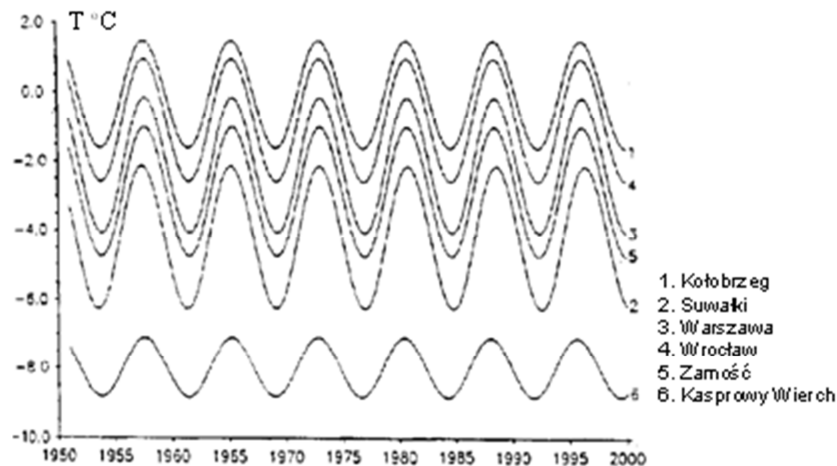
Świadczy o tym synchroniczność tych cykli (zbliżona okresowość i zgodność fazowa wahań). Maksima, np. zimowych wartości temperatury powietrza w cyklach 7,6-7,8-letnich na obszarze Polski, występują podczas maksimów liczb Wolfa w cyklu 7,8-letnim prawie w tych samych latach. $1951 + \frac{\Theta}{2\pi}\left(\frac{\pi}{2} - c\right)$.

Podobnie, maksima około 10-letniego zimowego cyklu temperatury powietrza w wielu miejscowościach występują w latach wzmożonej aktywności Słońca, w pobliżu maksimów zimowych liczb Wolfa (rys. 3): 1958 (maksimum absolutne $W_{\max} = 202,3$ od 1700 r.),

Zimą, na przykład, około 8-letnia zmienność temperatury powietrza jest bezpośrednio wywołana przez makrotyp cyrkulacji strefowej (zachodniej W i wschodniej E), na co wskazują synchroniczne cykle:

$$\begin{aligned} T &= -2,12 + 1,96 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t + 2,37\right), \\ W &= 39,20 + 9,84 \sin\left(\frac{2\pi}{7,9}t + 3,07\right), \\ E &= 25,17 + 8,43 \sin\left(\frac{2\pi}{7,7}t - 0,68\right) \end{aligned}$$

o współczynnikach korelacji (R): 0,61, 0,55, 0,48.



Rys. 3. Cykl około 8-letni temperatury powietrza w wybranych miejscowościach w Polsce (1-6) w zimie w latach 1951-2000

Fig. 3. The close-to-8-year cycle of air temperature in selected localities in Poland (1 through 6) in winter in the period 1951-2000

Wyniki badań okresowości temperatury powietrza w 58 miejscowościach w Polsce są zgodne z okresami podanymi we wcześniejszych publikacjach, dotyczącymi pojedynczych serii pomiarowych w Europie i na półkuli północnej (Landsberg 1980, Schönwiese 1983, Kożuchowski 1996). Są one również zbliżone do składowych cyklicznych temperatury wyróżnionych w niektórych miejscowościach w Polsce (Morawska-Horawska 1992, Boryczka i inni 1992, Kożuchowski i Marciniak 1994, Lorenc 1994, Miętus 1996).

Podobną okresowość stwierdzono także w serii zimowej (1951–1990) wskaźnika cyrkulacji strefowej na poziomie 500 hPa nad Polską i Bałtykiem (Kożuchowski i inni 1994) oraz nad Europą (Kożuchowski 1995).

Summary

The cyclical changes of air temperature in poland

The dissertation takes up the problem of homogeneity of the air temperature field in Poland in terms of cyclical fluctuations. The thermal conditions within the area of Poland were described through the chronological series of the monthly averages of air temperature, registered at 58 stations of the Institute of Meteorology and Water Economy in the years 1951-1990. The spatial differentiation was determined of the periods, amplitudes, and phases of the identified short-term fluctuations of air temperature, and the synchronicity of these fluctuations on the area of Poland was demonstrated. An objective of the study was constituted, as well, by the identification of the natural causes of the periodicity of air temperature changes – demonstration of the synchronicity (correlation) of the cycles of air temperature, atmospheric circulation, and solar activity. An attempt was also undertaken of determining the share of the short-term variability in the observed trends of air temperature in Poland. The significant cyclical components identified on the basis of the data from the years 1951-1990 were made use of in the forecast of air temperature in Poland for the decades to come.

Przykład 2

Anna Michalska, 2001 *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce*, [w:] *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGSR UW (1951-2000)*, Prace i Studia Geograficzne, t. 28, s. 205-212, red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka.

W pracy doktorskiej określono cykliczne zmiany: sum opadów atmosferycznych w Polsce, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i wykazano ich synchronizację. Ponadto sporządzono prognozy zmian sum opadów po rok 2050.

Analizę statystyczną przeprowadzono na podstawie sześciu 130-letnich ciągów chronologicznych miesięcznych sum opadów atmosferycznych zmierzonych w latach 1861-1990 w miejscowościach reprezentujących różne jednostki fizycznogeograficzne (Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Warszawa, Wrocław, Kraków).

W pracy wykorzystano również ciągi czasowe liczb Wolfa z lat 1861-1990, cyrkulacji strefowej (makrotyp W według klasyfikacji Wangerheima-Girsa, 1891-1976), cyrkulacji cyklonalnej (A, CB, D, B, F według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein, 1901-1975). Istotne znaczenie poznawcze ma wyodrębnienie ciągów chronologicznych sezonowych, półrocznych i rocznych wartości badanych zmiennych.

Okresy opadów atmosferycznych, typów cyrkulacji i liczb Wolfa wyznaczono metodą sinusoid regresji (Boryczka 1998):

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

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – faza.

Zmieniając okres sinusoidy Θ z odstępem 0,1 roku i $\frac{1}{12}$ roku otrzymano ciągi współczynników korelacji wielokrotnej R_1, \dots, R_n . Okresy Θ_j – maksima lokalne współczynnika korelacji (minima wariancji resztkowej) zestawiono w tabelach. Ciągi amplitud charakteryzują zakres wahań badanej zmiennej w poszczególnych cyklach.

W ciągach czasowych konsekwentnych 12-miesięcznych sum opadów atmosferycznych występują następujące okresy (o największych współczynnikach korelacji i amplitudach $\Delta P = P_{\max} - P_{\min} = 2b$)

Miejscowości	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP
Koszalin	3,3	73,1	7,0	69,4	11,1	71,2	41,2	44,8	93,6	70,4
Bydgoszcz	3,6	72,0	6,0	62,0	11,4	58,2	32,1	43,4	57,7	33,0
Poznań	3,7	61,8	6,8	55,8	9,9	76,8	35,1	32,4	54,3	51,2
Warszawa	3,7	58,8	6,0	72,6	11,3	51,0	32,0	62,8	112,0	38,6
Wrocław	3,3	62,2	5,0	83,8	9,8	74,4	29,1	45,6	92,2	55,2
Kraków	3,7	70,0	6,3	38,0	10,1	35,4	30,0	90,0	60,9	95,2

Są one istotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 według testu Fishera-Snedocora – o 2 i n-3 stopniach swobody.

Opady atmosferyczne w Polsce w latach 1861-1990 wyróżniają się okresowością 28,5- 43,5-letnią:

Miejscowości	wiosna		lato		jesień		zima		rok	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Koszalin	34,70	0,24	34,90	0,16	31,60	0,13	31,40	0,20	40,90	0,13
Bydgoszcz	33,50	0,32	32,40	0,19	31,90	0,18	43,30	0,26	32,20	0,17
Poznań	34,90	0,22	32,90	0,12	42,90	0,24	-	-	35,10	0,11
Warszawa	34,70	0,26	30,00	0,11	32,80	0,23	-	-	32,10	0,24
Wrocław	33,10	0,20	29,60	0,18	43,50	0,30	40,00	0,13	29,30	0,16
Kraków	28,50	0,18	31,20	0,25	29,60	0,13	-	-	30,10	0,30

Okres około 30-letni występuje prawie we wszystkich ciągach sezonowych sum opadów na terenie Polski (w 21 seriach spośród 24 badanych) – z wyjątkiem zimowych opadów w niektórych miejscowościach (Poznań, Warszawa, Kraków).

Występuje też dłuższa okresowość opadów atmosferycznych 59,2-62,5 letnia w porze wiosennej i letniej o amplitudach 7,1-66 mm.

W kilku przypadkach stwierdzono również okresy okołowiekowe opadów: Koszalin (wiosna – 109 lat, lato – 105 lat), Warszawa (jesień – 92,5 lat), Wrocław (jesień – 93,8 lat). W pracy wykazano, że cykle opadów atmosferycznych i cykle makrotypów cyrkulacji strefowej (według Wagenheima-Girsa) oraz cyklonalnych typów cyrkulacji (według Osuchowskiej-Klein A, CB, D, B, F) są synchroniczne. Oto najistotniejsze okresy cyrkulacji atmosferycznej

Makrotyp W	Θ	3,20	3,90	5,80	9,50	11,80	30,50	60,20
	R	0,12	0,13	0,20	0,21	0,14	0,36	0,19
Typy cyklonalne	Θ	3,40	4,30	5,30	8,50	10,20	12,90	69,30
	R	0,24	0,28	0,20	0,27	0,21	0,25	0,22

Szczególne znaczenie ma „najsilniejszy” cykl 30,5-letni tego makrotypu cyrkulacji atmosferycznej o współczynniku korelacji $R = 0,360$. Wspiera on tezę Brücknera (negowaną przez wielu autorów) o 35-letnim rytmie opadów: w Koszalinie – 40,9 lat, Bydgoszczy – 32,2 lat, Poznaniu – 35,1 lat, Warszawie – 32,1 lat, Wrocławiu – 29,3 lat i w Krakowie – 30,1 lat.

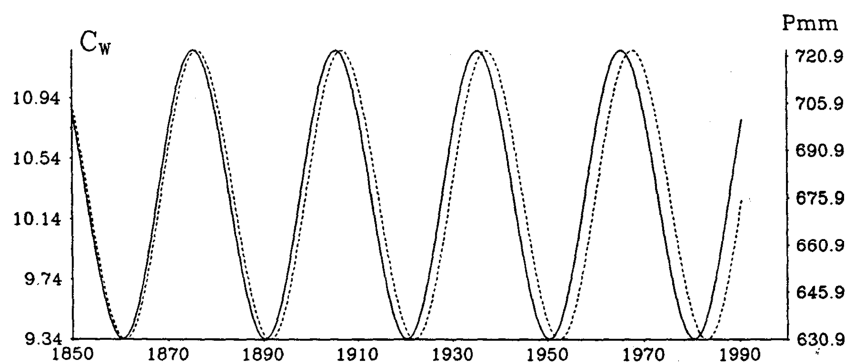
Z porównania lat ekstremów (maksimów i minimów) konsekwentnych 12-miesięcznych sum opadów, np. w Krakowie cyklu 30,1 lat z latami ekstremów cyklu 30,5 lat makrotypu W cyrkulacji wynika, że cykle te są synchroniczne (rys. 1).

		R	Data maksimów
Cyrkulacja	$C_w = 10,30 + 0,96 \sin\left(\frac{2\pi}{30,5}t - 1,548\right)$	0,36	1875, 1905, 1935, 1965, 1995, 2025
Opad	$P = 667 + 45,9 \sin\left(\frac{2\pi}{30,1}t - 1,640\right)$	0,30	1875, 1905, 1936, 1966, 1997, 2027

Sumy roczne (konsekwentne) opadów atmosferycznych podczas maksimów w Krakowie wynoszą 712,9 mm, a w latach minimów – 621,1 mm.

Synchroniczność cykli, głównie około 11-letnich i 30-letnich: opadów atmosferycznych, cyrkulacji strefowej (makrotypu W) i aktywności Słońca oraz podobna zależność sum opadów (konsekwentnych 10-letnich) od liczb Wolfa – jak stałej słonecznej – implikują tezę o znacznym wpływie aktywności Słońca na opady atmosferyczne w Polsce w latach 1861-

1990 (poprzez zmianę stałej słonecznej i cyrkulacji atmosferycznej).



Rys. 1. Synchroniczne cykle cyrkulacji strefowej (makrotyp W) – 30,5 lat i opadów atmosferycznych w Krakowie (1861-1990) – 30,1 lat

Fig. 1. Synchronicity of the cycles of western zonal circulation (W) – 30.5 years, and precipitation in Cracow (1861-1990) – 30.1 years

Wykryte okresy umożliwiły rekonstrukcję rocznych sum opadów atmosferycznych z lat 1800-1859 i ich prognozę w latach 1991-2050 w: Koszalinie, Bydgoszczy, Poznaniu, Warszawie, Wrocławiu i Krakowie oraz średnich sum z tych miejscowości. W tym celu wyznaczono trendy czasowe opadów – superpozycje cykli Θ_j :

$$P = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin(\omega_j t + c_j), \quad \omega_j = \frac{2\pi}{\Theta_j}$$

gdzie ω_j – to częstości cykli istotnych statystycznie na poziomie istotności 0,05.

Funkcje aproksymujące cechują się współczynnikami korelacji wielokrotnej od 0,60 do 0,66 i wartościami charakterystyki Fishera-Snedecora od 2,77 do 4,20. Ich minima i maksima lokalne przypadają na lata najmniejszych i największych zmierzonych sum opadów.

Według prognoz, najmniejsze sumy opadów (średnie w Polsce) wystąpią prawdopodobnie w latach 2001-2011 (500-557 mm); suche też będą lata 2018-2026. Natomiast w latach 2034-2039 można oczekiwać największych sum opadów atmosferycznych, w roku 2035 o ponad 300 mm wyższą niż średnia wieloletnia.

Uwiarygodnieniem wyznaczonych okresów jest ich obecność w ciągach czasowych sum opadów w kilku miejscowościach zlokalizowanych w różnych jednostkach fizycznogeograficznych.

Wykryte okresy umożliwiły rekonstrukcję rocznych sum opadów atmosferycznych w latach 1800-1859 i prognozę na lata 1991-2050. Według prognozy najmniejsze sumy opadów w Polsce wystąpią prawdopodobnie w latach 2001-2011. Natomiast w latach 2034-2039 można oczekiwać największych sum opadów atmosferycznych.

Summary

Long-term fluctuations of precipitation in Poland

The propose of paper is define the cyclical changes of precipitation in six localities in Poland during period 1861-1990. The cyclical variability of this elements of weather was identified with the use of the method of J. Boryczka, consisting in determination and verification of the dense

spectra of oscillations – the true periods. Results of the study are in the majority of cases statistically significant.

It was shown that precipitation is subject to the several years and a dozen years long cycles, the latter lasting approximately 11 and 12 years, the cycle of approximately 30 years and the long-term cycles. The long-term cyclity is the most differentiated within the area of Poland. The precipitation cycles contained in the spectra of oscillations of the consecutive 12-month sums for the seasons, as well as for the year as a whole, have been compared with the cycles of solar activity.

The comparison implies high similarity of the cycles of precipitation and zonal circulation (W) and solar activity. This may be the evidence for the proposition that the changes of solar activity are one of the essential factors determining variation of precipitation in the country. There is especially strong dependence for approximately 11-year cycles of precipitation and the solar activity.

Przykład 3

Robert Cebulski, 2007, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów atmosferycznych i stanów wody rzeki górskiej*, [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.

W rozprawie doktorskiej podjęto badania nad wpływem cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie się opadów atmosferycznych na obszarze wybranej zlewni karpackiej rzeki Skawy, które warunkują zmienność stanów wody w jej przekrojach wodowskazowych. Określono wpływ cyrkulacji atmosferycznej (w tym Oscylacji Północnoatlantyckiej – NAO) na pole opadów atmosferycznych i stany wody w korycie rzeczonym zlewni karpackiej na przykładzie rzeki Skawy. Wykazano analogiczną okresowość zmiennych klimatologicznych (opady, cyrkulacja atmosferyczna), hydrologicznych (stany wody w korycie rzeczonym) i astronomicznych (aktywność Słońca).

Uzasadniono główną tezę, że opady atmosferyczne i stany wody w korytach rzek zlewni karpackiej są kształtowane przez okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej (Oscylacji Północnoatlantyckiej – NAO), a ich przyczyną są cykliczne zmiany aktywności Słońca (liczby Wolfa).

Widma (okresy) wszystkich zmiennych wyznaczono metodą "sinusoid regresji" J. Boryczki.

W badaniach wykorzystano ciągi chronologiczne z różnych przedziałów czasu: aktywność Słońca (liczby Wolfa) (1749-2002), wskaźnik NAO (1825-1999), wskaźniki cyrkulacji (1874-2000), opady atmosferyczne: Wadowice (1880-1981), Andrychów (1902-1980), Bieńkówka (1901-1981), Osielsk (1901-1981), Sidzina (1902-1981), Zawoja (1900-1983) oraz stan wód: Wadowice (1880-1981), Osielsk (1918-1983), Sucha (1900-1983).

Ciągi sum miesięcznych opadów atmosferycznych w wybranych stacjach pomiarowych uzupełniano metodą ilorazów, a dane obserwacji wodowskazowych – metodą różnic. W ocenach jednorodności ciągów chronologicznych zastosowano nieparametryczny test rangowy Wilcoxon, który nie wymaga wstępnych założeń co do typu rozkładu badanych zmiennych losowych.

W analizie okresowości wybranych zmiennych zastosowano metodę „sinusoid regresji” J. Boryczki – wyznaczania widm oscylacji. Wyjściową formułą jest równanie pojedynczej sinusoidy regresji:

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

gdzie: $\omega = \frac{2\pi}{\Theta}$ – częstość, Θ – okres (lata), a – wyraz wolny, b – amplituda zmian,

c – przesunięcie fazowe; t – czas (lata).

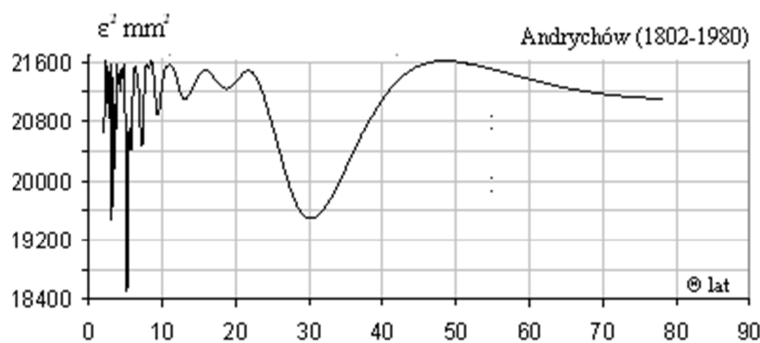
Przyjmując wartość okresu Θ , parametry a , b , c sinusoidy regresji, wyznaczone są tak, aby wariancja resztkowa ε^2 , czyli suma kwadratów odchyłek wartości z pomiarów od odpowiednich punktów sinusoidy przedstawionej równaniem o okresie Θ , była minimalna. Zadając wartości okresu Θ z krokiem co 0.1 roku, otrzymano ciąg liczbowy wartości wariancji resztkowej $\varepsilon_1^2, \dots, \varepsilon_n^2$, tzw. widmo.

Minima lokalne widma ciągu wartości wariancji resztkowej ε^2 (maksyma współczynnika korelacji wielokrotnej R) są okresami. Współczynnik determinacji R^2 , wskazuje jaką część wariancji s^2 zmiennej y określa (wyjaśnia) sinusoida regresji o okresie Θ .

$$R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}, \quad F_{obl} = \frac{n-3}{2} \cdot \frac{R^2}{1-R^2}$$

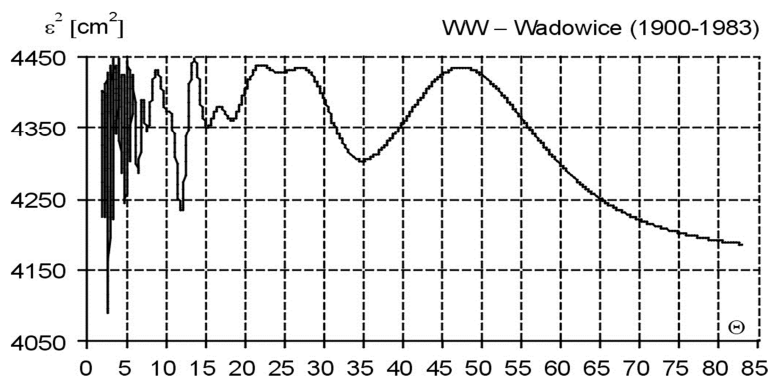
Istotność statystyczną okresów Θ_j na poziomie α oceniano testem Fishera-Snedecora przez porównanie wartości F_{obl} z wartościami krytycznymi F_{kr} rozkładu F przy 2 i $n-3$ stopniach swobody, gdzie: n – liczba danych. Jeżeli $F_{obl} > F_{kr}$, to okres, na przyjętym poziomie α , uznawano za istotny statystycznie.

Przykładowo przedstawiono widma sum rocznych opadów atmosferycznych w Andrychowie (rys.1) oraz widmo maksymalnych rocznych stanów wody w wybranym wodowskaziu rzeki Skawy – w Wadowicach (rys.2).



Rys. 1. Widmo sum rocznych opadów atmosferycznych na obszarze zlewni rzeki Skawy – w Andrychowie

Fig. 1. Spectrum of annual precipitation sums in the Skawa river basin in Andrychów



Rys. 2 Widma rocznych stanów wody w wybranych posterunkach wodowskazowych na rzece Skawie WW – wielka woda
 Fig. 2. Spectrums of annual water levels at selected watermarks on the Skawa river WW – high water

W ciągach stanów średnich i minimalnych w Wadowicach oraz Suchej wykryto okresy stanów wody zbliżone do 35-letniego okresu Brücknera, Znalezione również cykle 65- 75-letnie cykle stanów średnich i minimalnych w Wadowicach i Suchej.

Równanie trendu czasowego miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Wadowicach w maju w latach 1880-1981, opracowane na podstawie interferencji istotnych statystycznie cykli (na poziomie 10%) ma postać:

$$P(t) = 86.0 + 11.1 \sin\left(\frac{2\pi}{2.4}t - 1.21\right) + 15.4 \sin\left(\frac{2\pi}{2.6}t + 1.53\right) + 18.2 \sin\left(\frac{2\pi}{3.0}t + 0.28\right) + 13.5 \sin\left(\frac{2\pi}{3.8}t - 1.14\right) + \\ + 17.3 \sin\left(\frac{2\pi}{4.3}t + 0.22\right) + 13.2 \sin\left(\frac{2\pi}{4.8}t + 1.87\right) + 15.7 \sin\left(\frac{2\pi}{5.3}t + 2.0\right) + 14.2 \sin\left(\frac{2\pi}{6.6}t + 2.78\right) + 18.3 \sin\left(\frac{2\pi}{11.7}t + 2.91\right) + \\ + 16.6 \sin\left(\frac{2\pi}{13.8}t - 1.56\right)$$

Analogicznie, przykładowe równanie trendu maksymalnych miesięcznych stanów wody w Wadowicach w maju w latach 1900-1983, ma postać:

$$H(t) = 285 - 2.14t + 19.3 \sin\left(\frac{2\pi}{3.8}t - 0.92\right) + 29.3 \sin\left(\frac{2\pi}{5.3}t + 1.18\right) + 30.5 \sin\left(\frac{2\pi}{11.2}t - 0.34\right) + 36.1 \sin\left(\frac{2\pi}{13.7}t - 1.87\right) + \\ + 18.3 \sin\left(\frac{2\pi}{23.8}t - 0.93\right)$$

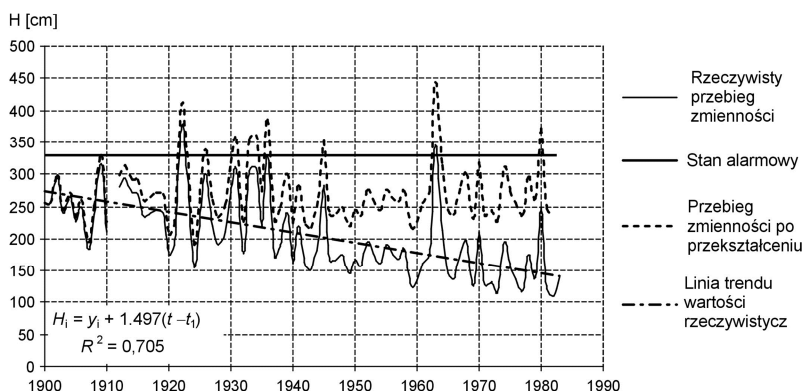
Próba uwzględnienia zmian koryta rzeki w ciągach chronologicznych stanów wody

W badaniach zależności regresyjnej stanów wody w korycie rzeczonym zlewni górskiej od pozostałych zmiennych, wprowadzono prosty model przebiegu ekstremalnych i średnich stanów wody, polegający na eliminacji trendów malejących ($a < 0$) w przebiegach stanów wody. Przekształceniem stanów wody (y_i), uwzględniającym erozję koryta rzeki jest:

$$H_i = y_i - a(t-t_1)$$

gdzie: współczynnik regresji $a = -1,497$, $t_1 = 1900$ – data początku serii pomiarów.

Jest to równoważne obrotowi prostej regresji $y = at + b$ o taki kąt, by była ona równoległa do osi czasu t (rys. 3).



Rys. 3. Przykład modelowania przebiegu maksymalnych stanów wody w Suchej w październiku, w latach 1900-1983, $t_1 = 1900$

Fig. 3. Example of model ling water levels in Suchain October in 1900-1983, $t_1 = 1900$

Prognoza zmian opadów atmosferycznych i stanów wody w rzece karpackiej do roku 2025

Aproksymację empirycznych ciągów pomiarowych uzyskano poprzez interferencję kilku sinusoid regresji o okresach Θ wyznaczonych na podstawie widma – istotnych statystycznie na przyjętym poziomie. Metoda „sinusoid regresji” umożliwia zględnienie w równaniu funkcji aproksymujących (prognostycznych) także składnika liniowego at np. tendencji malejącej ($a < 0$) stanów wody Funkcja trendu czasowego ma postać:

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

gdzie: k liczba uwzględnionych cykli istotnych statystycznie; a_0 – wyraz wolny (zbliżony do średniej z wielolecia).

Istotność statystyczną funkcji aproksymującej badany szereg czasowy zweryfikowano testem Fishera-Snedecora na zadanym poziomie, przy $2k$ i $n-2k-1$ stopniach swobody (w przypadku $a=0$) obliczając statystykę:

$$F_{obl} = \frac{n-2k-1}{2k} \cdot \frac{R_k^2}{1-R_k^2}$$

gdzie: k – liczba uwzględnionych cykli. R_k^2 – współczynnik determinacji.

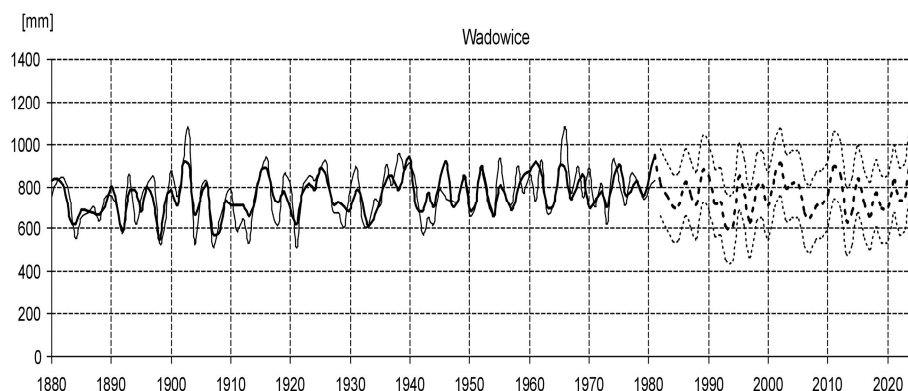
Funkcje aproksymujące uwzględniają interferencję okresów o istotności statystycznej na poziomie 10% znalezionych metodą „sinusoid regresji”. W prognozach wprowadzono przedziały ufności, wyznaczone z rozkładu normalnego reszt ε_i o parametrach $(0, \delta)$, w których z przyjętym prawdopodobieństwem 95% powinny znaleźć się sumy opadów atmosferycznych lub stany wody, które wystąpią w przyszłości. Przedziały te wyznaczono w oparciu o wzór:

$$P[y_i(t) - t_\alpha \delta < \hat{y}_i < y_i(t) + t_\alpha \delta] = 1 - \alpha$$

gdzie: \hat{y}_i – prognozowane wartości zmiennej y (P lub H), $\delta = \sqrt{\frac{n\epsilon^2}{n-k-1}}$ – błąd

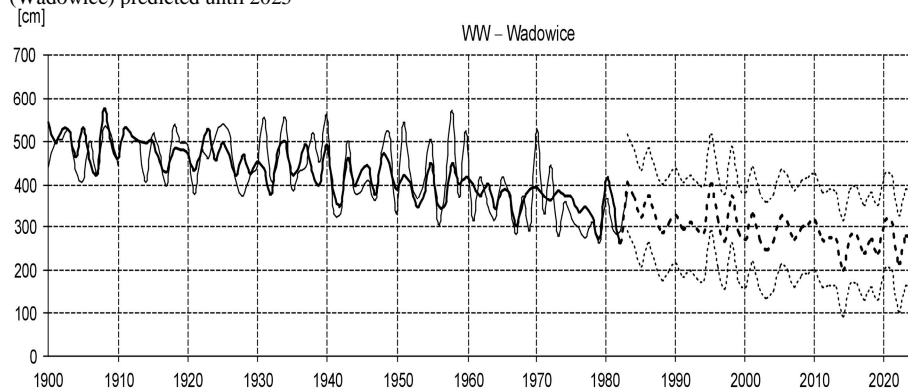
standardowy, ϵ^2 - wariancja reszkowa, t_α – kwantyl rozkładu t- Studenta przy $n-2$ stopniach swobody, n – liczba danych, k – liczba zmiennych objaśniających równanie regresji, α – poziom istotności.

Przedstawiono także przykłady prognoz sum rocznych opadów atmosferycznych i rocznych wartości stanów wody w Wadowicach do roku 2025 (rys. 4-5).



Rys. 4. Zmiany rocznych sum opadów atmosferycznych w wybranych stacjach pomiarowych zlewni rzeki Skawy (Wadowice), z prognozą do roku 2025

Fig. 4. Fluctuations of annual precipitation at selected gauging stations in the Skawa river basin, (Wadowice) predicted until 2025



- Dane zmierzone
- Trend czaowy na podstawie interferencji istotnych statystycznie cykli wyznaczonych metodą "sinusoid regresji"
- Prognoza w latach 1982-2025
- Górna i dolna krzywa ufności

Rys. 5.. Zmienność rocznych stanów wody w wybranych przekrojach wodowskazowych rzeki Skawy, z prognozą do roku 2025

Fig. 5. . Fluctuations of annual water levels at selected watermark sections in the Skawa river, predicted until 2025

W Wadowicach należy się spodziewać z dużym prawdopodobieństwem obfitych opadów w roku 2011 (ok. 900 mm), a następnie w roku 2024 (ok. 1000 mm);, natomiast

w Andrychowie jest to znów rok 2024 (odpowiednio ok. 1070 mm). Zwraca uwagę wysoki stan wody w roku 2021 w Wadowicach.

Summary

The Role of Atmospheric Circulation in Shaping Precipitation and Water Levels in Mountain Rivers

The presented paper is a summary of the PhD dissertation submitted by Robert Cebulski, entitled *The Role of Atmospheric Circulation in Shaping Precipitation and Water Levels in Mountain Rivers*. The spectrums and cycles determined using the “regression sinusoid” method for the variables in question, that is water levels in a mountain river, precipitation, solar activity and atmospheric circulation indices published in the dissertation have a major cognitive value.

VIII. OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY W XIX-XXI WIEKU

Celem pracy jest określenie zakresu wahań temperatury powietrza w Europie w ostatnich stuleciach i ich przyczyn. Istotne znaczenie ma wykazanie synchroniczności cykli temperatury powietrza na przykładzie niektórych miast Europy oraz prognoza zmian w XXI wieku.

W ciągu ostatnich 400 lat tj. w latach 1600, 1700, 1830 wystąpiły na Ziemi trzy duże ochłodzenia, cechujące się największymi spadkami temperatury powietrza. Najbardziej poznane jest to ostatnie ochłodzenie w Europie. O tym ochłodzeniu w Polsce świadczą przebiegi temperatury powietrza w XIX i XX wieku w Warszawie i Krakowie (Trepńska 1973, 1988). Wystąpiło ono podczas trzech najdłuższych, wydłużonych (12-13-letnich) cykli aktywności Słońca (1798-1833). Ochłodzenie to pojawiło się w czasie najdłuższego 13-letniego cyklu plam słonecznych (1911-1823) od roku 1700 (absolutnego minimum wiekowego). To ostatnie ochłodzenie klimatu Ziemi (także w Europie) 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.

8.1. Wpływ aktywności Słońca na temperaturę powietrza w Europie

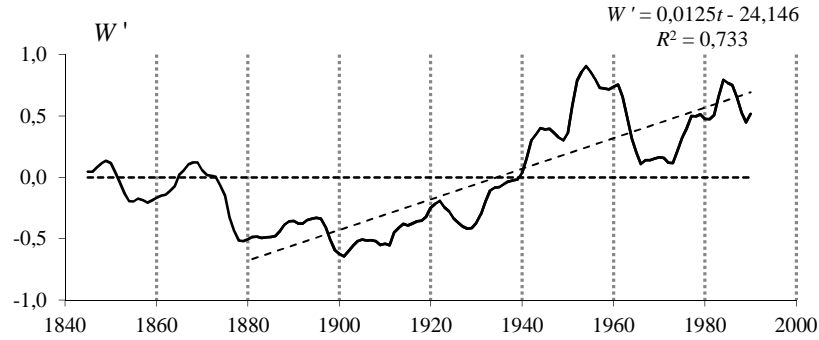
O dominującym udziale aktywności Słońca w kształtowaniu klimatu Ziemi w postępującym ociepleniu klimatu w XIX-XX wieku świadczą zbliżone tendencje wiekowych zmian średnich ruchomych 11-letnich liczb Wolfa i średniej rocznej temperatury powietrza w Europie w latach 1840-1994 – z 10 miast w Europie (Paryż, Berlin, Sztokholm, Warszawa, Kraków, Praga, Wiedeń, Tallin, Bazylea i Oksford (rys. 1-2).

Tendencje średnich rocznych wartości (standaryzowanych) liczb Wolfa (W') i średniej rocznej temperatury powietrza (T') w latach 1881-1994 są określone zbliżonymi równaniami prostych regresji (o dużych współczynnikach korelacji $r = 0,856$ i $r = 0,886$)

$$W' = 0,0125t - 24,146$$

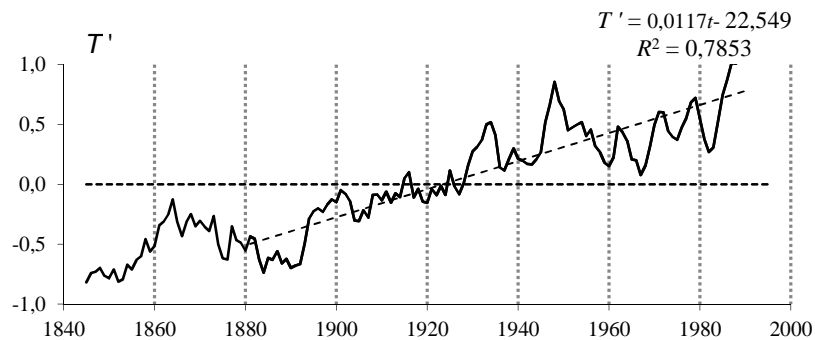
$$T' = 0,0117t - 22,549$$

Tendencje liczb Wolfa (1,25/100lat) i temperatury powietrza (1,17/100lat) są rosnące i po zaokrągleniu wynoszą 1,2/ 100lat..



Rys. 1. Tendencja zmian aktywność Słońca (standaryzowane liczby Wolfa) w latach 1840-2000

Fig. 1. The tendency of solar activity (standardises Wolf numbers) in years 1840-2000



Rys. 2. Tendencja zmian średniej rocznej temperatury powietrza (standaryzowanych wartości) z 10 miast w Europie w latach 1840-2000

Fig. 2. The tendency of annual air temperature (standardises values) in Europe in years 1840-2000

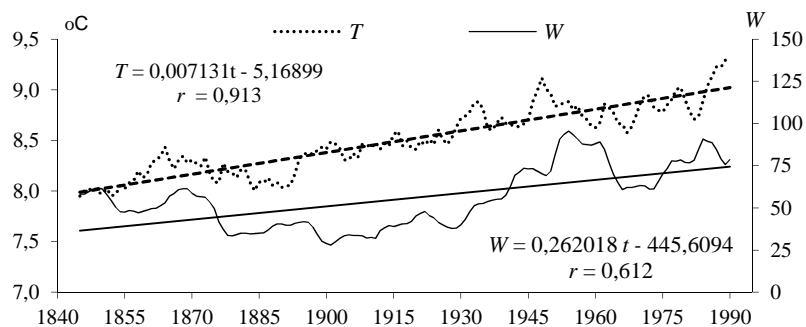
Aktywność Słońca ma duży udział w zmianach klimatu Ziemi w XIX-XXI wieku. Świadczą o tym synchroniczne zmiany wartości średnich rocznych (ruchomych 11-letnich) liczb Wolfa i średniej temperatury powietrza w Europie w latach 1840-1994 – z 10 miast (Paryż, Berlin, Sztokholm, Warszawa, Kraków, Praga, Wiedeń, Tallin, Bazylea i Oksford) (rys. 3).

Tendencje średnich rocznych liczb Wolfa (26,2/100 lat) i średniej rocznej temperatury powietrza (0,713 °C/100 lat) z tych 10 miast w Europie w latach 1840-1994, określone równaniami prostych regresji są dodatnie (rosnące):

$$W = 0,262018 t - 445,6094$$

$$T = 0,007131t - 5,16899$$

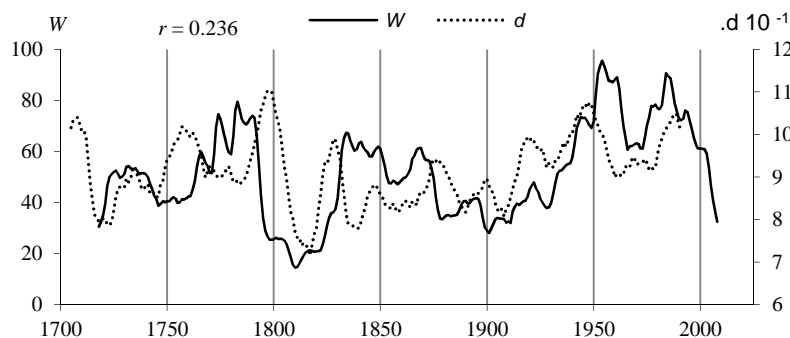
Współczynniki korelacji $r = 0,612$ i $r = 0,913$ są istotne według testu t Studenta na poziomie 0,01, $t_{obl} = 27,298$, $t_{obl} = 29,069$).



Rys. 3. Zmiany średniej rocznej temperatury powietrza w Europie (T) i aktywności Słońca (liczb Wolfa W) w latach 1840-1994

Fig. 3. Changes of annual mean air temperature (T) in Europe and solar activity (Wolf numbers) in years 1840-1994

O wpływie aktywności Słońca na klimat Europy (i Polski) świadczą również np. synchroniczne wahania średniej szerokości słoików (d) pięciu drzew (1 sosna, 3 świerki i 1 modrzew) rosnących w Europie i liczb Wolfa (W) w latach 1700-2013 (rys. 4). W tym przypadku są to drzewa: *Pinus silvestris* (Fortfjordalen, Norwegia, 1877-1994); *Picea abies* (Falkenstein, Niemcy, 1540-1995; Fodara Vedla, Włochy, 1598-1990; Stonnglandes, Norwegia, 1403-1997) and *Larix decidua* (Pinega, Rosja, 1578-1990). Współczynnik korelacji $r = 0,236$ między średnią szerokością słoików drzew (d) i liczbami Wolfa (W) jest istotny na poziomie 0,01 ($r > r_{0,01}$)



Rys. 4. Synchroniczne wahania średniej szerokości słoików 5 drzew rosnących w Europie i liczb Wolfa w latach 1700-2013 (średnie ruchome 11-letnie), współczynnik korelacji $r = 0.236$

Fig. 4. Synchronous fluctuations of the average tree ring widths of 5 trees growing in Europe and Wolf numbers in the years 1700-2010 (average values for consecutive 11-year periods, correlation coefficient $r = 0.236$)

Druga połowa XX wieku cechuje się dużym ociepleniem z minimum lokalnym w latach sześćdziesiątych, zbliżonym do minimum lokalnego aktywności Słońca. Zwią-

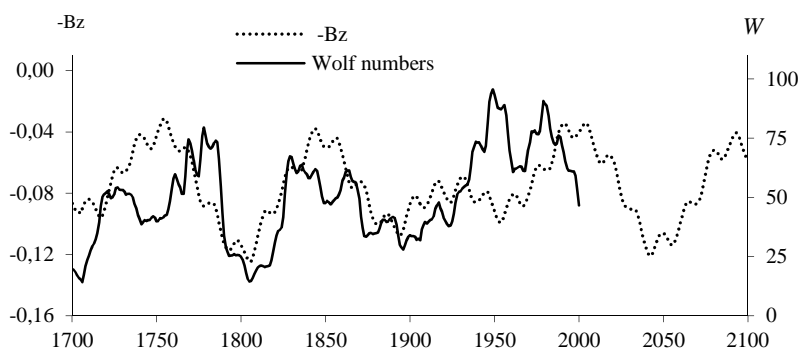
zek temperatury powietrza z aktywnością Słońca bardziej się uwidacznia w przypadku całej półkuli północnej (Bernes 2002).

Na uwagę (rys. 6) zasługują także synchroniczne wahania w przebiegach wieloletnich aktywności Słońca i momentu bezwładności planet Układu Słonecznego względem płaszczyzny ekliptyki (B_z). Jego wartości wyznaczono na podstawie wielomianów opisujących zmiany wiekowe parametrów orbity Ziemi (Reznikow, 1982):

$$B_z = 10^{-3} \frac{1}{m} \sum m_j z_j^2$$

gdzie: m_i – masa j-tej planety, z_j – odległość j-tej planety od płaszczyzny ekliptyki, m – masa planet US, a jednostką jest promień Słońca w potęgze drugiej (R_0^2).

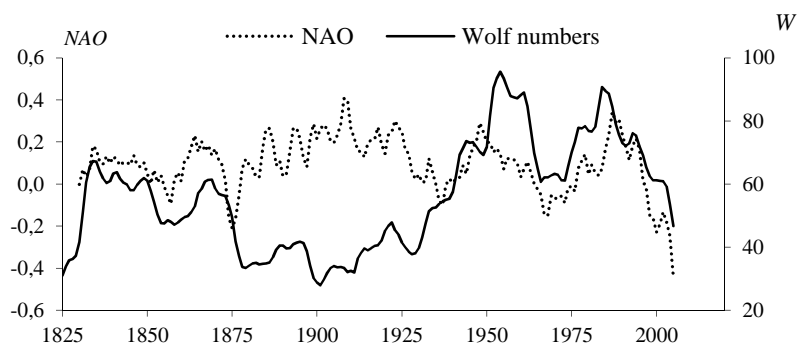
Aktywność Słońca jest większa przy większej koncentracji masy wszystkich planet (mniejszym momencie bezwładności planet B_z) względem płaszczyzny ekliptyki ($-B_z$) (rys. 5). Mało prawdopodobne jest, że synchroniczność wahań liczb Wolfa i $-B_z$ jest przypadkowa.



Rys. 5. Zmiany liczb Wolfa w latach 1500-1993 w odniesieniu do do momentu bezwładności planet Układu Słonecznego względem ekliptyki ($-B_z$) (1500-2100); (konsekwtywne 11-letnie)

Fig. 5. Changes of Wolf numbers in 1500 and 1993, relative of inertia ($-B_z$) of the planet mass in the Solar System in relation to the ecliptic (1500-2100), (average of 11 consecutive)

Synchroniczne są również wahania aktywności Słońca – liczb Wolfa w latach 1825-2010 (tylko przy dużej liczbie plam słonecznych) i wskaźnika *NAO* (średnich ruchomych 11-letnich (rys. 6).



Rys. 6. Zmiany Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) i aktywności Słońca (liczb Wolfa) w latach 1825-2010

Fig. 6 Changes of North Atlantic Oscillations (NAO) and solar activity (Wolf numbers) in years 1825-2010

8.2. 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 gradiencie 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 $P_n \left(\frac{\partial p}{\partial \varphi} \right)$. 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. 1).

W miesiącach letnich są one zbliżone do zera, a nawet ujemne (nie istotne na poziomie 0,05).

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) temperatury powietrza i wskaźnika *NAO*
Table 1. Coefficient correlations (r) of air temperature in Europe and *NAO* indicator

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Paryż	0,60	0,63	0,60	0,35	0,28	0,12	0,19	0,22	0,10	0,30	0,53	0,48
Berlin	0,65	0,66	0,60	0,25	0,27	0,12	0,15	0,20	0,30	0,25	0,50	0,54
Warszawa	0,57	0,55	0,49	0,12	0,13	0,13	0,13	0,08	0,27	0,25	0,30	0,41
Moskwa	0,36	0,45	0,40	-0,00	-0,04	-0,2	0,12	-0,0	0,11	0,20	-0,00	-0,10
Kraków	0,52	0,38	0,44	0,11	0,16	0,12	0,12	0,10	0,30	0,19	0,31	0,38
Wrocław	0,61	0,59	0,48	0,17	0,21	0,09	0,11	0,20	0,34	0,20	0,41	0,50
Lwów	0,49	0,44	0,40	0,12	-0,02	0,05	0,15	0,16	0,22	0,05	0,20	0,33
Wilno	0,53	0,55	0,48	0,08	0,07	0,03	0,02	0,05	0,29	0,24	0,34	0,40

Przebiegi roczne współczynnika korelacji temperatury powietrza z wskaźnikiem *NAO* opisują dobrze równania sinusoid regresji o dużych współczynnikach determinacji R^2 (tab. 2). Przykładowo przedstawiono wykresy sinusoid, opisujących przebieg roczny współczynnika korelacji r w Paryżu, Warszawie i Moskwie (rys. 7). Dodatkowo wartości współczynnika korelacji (r) świadczą, że zimy są cieplejsze przy większych gradientach południkowych ciśnienia, a chłodniejsze – przy mniejszych.

Tabela 2. Zmiany roczne współczynnika korelacji temperatury powietrza w Europie z wskaźnikiem *NAO* w latach 1825-2000. Równania sinusoid regresji

Table 2. Annual changes of correlation coefficients of air temperature in Europe and the *NAO* index in the years 1825-2000. Equations of regression sinusoids

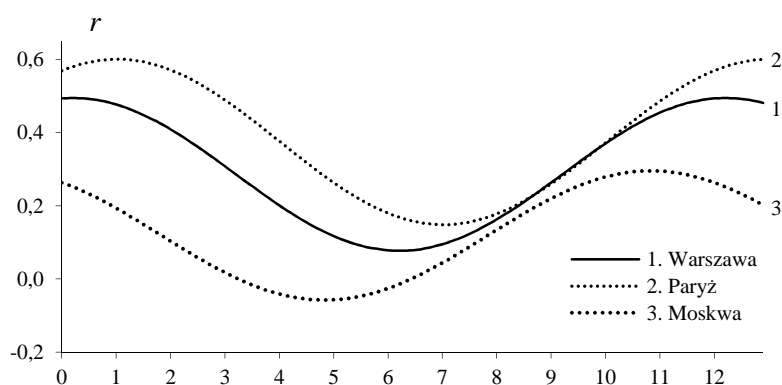
	$r(t)$	R^2		$r(t)$	R^2
Paryż	$r = 0,367 + 0,238 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 0,9309\right)$	0,885	Kraków	$r = 0,261 + 0,169 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,4924\right)$	0,790
Berlin	$r = 0,374 + 0,244 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,1892\right)$	0,897	Lwów	$r = 0,216 + 0,173 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,6364\right)$	0,717
Wrocław	$r = 0,288 + 0,225 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,4209\right)$	0,856	Wilno	$r = 0,257 + 0,251 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,4838\right)$	0,878
Warszawa	$r = 0,108 + 0,209 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 1,4636\right)$	0,861	Moskwa	$r = 0,108 + 0,208 \sin\left(\frac{2\pi}{12} t + 2,1838\right)$	0,687

Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością kilku, kilkunastoletnią i około 100-letnią (tab. 3). W widmach wskaźnika *NAO* w styczniu i roku dominują cykle około 8-letnie.

Tabela 3. Okresy (Θ) Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* w latach 1825-2000 (R – współczynnik korelacji)

Table 3. The periods (Θ) of North Atlantic Oscillation (*NAO*) in years 1825-2002 (R – correlation coefficient)

Styczeń		Lipiec		Rok		Styczeń		Lipiec		Rok	
Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
3,7	0,20	2,9	0,19	4,0	0,21	10,0	0,17	9,9	0,16	13,1	0,20
6,1	0,23	4,3	0,21	5,0	0,22	21,4	0,22	12,4	0,16	15,6	0,15
7,8	0,21	4,6	0,24	7,8	0,29	28,7	0,18	29,6	0,09	29,3	0,14
8,3	0,23	5,5	0,19	9,0	0,19	67,3	0,20	48,1	0,14	119,9	0,12
9,3	0,18	5,8	0,19	11,2	0,18	151,0	0,17	134,0	0,07		



Rys.7. Przebieg roczny współczynnika korelacji (r) między temperaturą powietrza w Europie i wskaźnikiem NAO w latach 1825-2000

Fig. 7. Annual course of correlation coefficients (r) between of air temperature in Europe and NAO index in the years 1825-2000

8.3. Mroźne i łagodne zimy oraz ciepłe i chłodne lata w Europie

Zmienność wiekową temperatury powietrza w zimie i lecie w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając najmroźniejsze i najłagodniejsze styczenie oraz najcieplejsze i najchłodniejsze lipce (Boryczka, Stopa-Boryczka i in. 2005).

Najmroźniejsze styczenie w Europie wystąpiły w: Warszawie – 1838 (-13,5), 1963 (-11,5°C), Krakowie – 1848 (-12,4), 1963 (-10,0°C), Najcieplejsze styczenie wystąpiły w: Warszawie – 1796 (3,5), 1983 (3,4°C), Krakowie 1921 (3,5°C), Moskwie – 1983 (-4,1°C). Natomiast najcieplejszymi lipcami były w: Warszawie – 1834 (22,4), 1811 (22,3), 1826 (22,1), 1917 (20,3), 1964 (20,0), 1979 (19,6°C), Krakowie 1834 (22,6), 1932 (21,3), 1983 (21,1°C). Najmroźniejsze i najłagodniejsze styczenie oraz najcieplejsze i najchłodniejsze lipce w Warszawie w latach 1779-2000 zestawiono w tabeli 4.

Tabela 4. Mroźne styczenie i gorące lipce (°C) w Warszawie w latach 1779- 2002)
Table 4. The frosty Januarys and hot Julys (°C) in Warsaw in years 1779-2002

Styczeń				Lipiec			
Mroźne		Ciepłe		Upalne		Chłodne	
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

Najmroźniejsze dni występują przy napływie powietrza kontynentalnego ze wschodu i północo-wschodu, przy adwekcji chłodnego powietrza pochodzenia arktycz-

nego, 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.

8.4. Zmiany okresowe temperatury powietrza w Europie

Widma i okresy temperatury powietrza wyznaczono metodą sinusoid regresji Boryczki (1998), zmieniając okres sinusoidy Θ co 0,1 roku:

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta}t + c\right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe.

Temperatura powietrza w Europie cechuje się cyklicznością około 8, 11, 100 i 180-letnią. W Europie dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ ($^{\circ}\text{C}$). Na przykład w styczniu wynoszą one w: Warszawie – 8,3 (1,28 $^{\circ}\text{C}$), Krakowie – 8,3 (1,38 $^{\circ}\text{C}$), Pradze – 7,8 (1,52 $^{\circ}\text{C}$), Berlinie – 7,7 (1,94 $^{\circ}\text{C}$), Sztokholmie – 6,6 (1,48 $^{\circ}\text{C}$), Moskwie – 9,3 lat (1,60 $^{\circ}\text{C}$). W lipcu okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze (tab. 5).

Tabela 5. Okresy około 8-letnie temperatury powietrza w styczniu i lipcu w Europie ($\Delta T = 2b$ [$^{\circ}\text{C}$])
Table 5. 8-years periods of air temperature in Europe in January and July ($\Delta T = 2b$ [$^{\circ}\text{C}$])

Stacje	Styczeń		Lipiec		Stacje	Styczeń		Lipiec	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	8,3	1,28	7,9	0,58	Genewa	8,4	0,84	7,9	0,54
Kraków	8,3	1,38	7,0	0,52	Wiedeń	7,8	1,10	6,5	0,68
Wrocław	8,3	1,50	6,4	0,52	Rzym	7,3	0,76	8,2	0,42
Lwów	8,3	1,28	7,3	0,62	Sztokholm	6,6	1,48	6,8	0,78
Praga	7,8	1,52	8,3	0,60	Kopenhaga	7,8	1,22	8,3	0,62
Berlin	7,7	1,94	8,2	0,58	Moskwa	9,3	1,60	7,0	0,76

Od dawna znana jest też cykliczność około 11-letnia temperatury powietrza, związana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu na ogół jest większy w zimie niż w lecie.

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. W otoczeniu maksimum plam słonecznych w tych cyklach kumulowana energia słoneczna w głębszych warstwach lądów i oceanów, która wywiera wpływ na prądy morskie i cyrkulację atmosferyczną.

Okresy około 100-letnie są obecne w wielu seriach pomiarowych temperatury powietrza w Europie (tab. 6).

Okresy około 100-letnie temperatury powietrza w styczniu wynoszą w: Warszawie – 116,1, Krakowie – 102,0, Wiedniu – 90,2, Sztokholmie – 97,8, Greenwich – 98,8 lat.

Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: w Warszawa – 102,0, w Wiedniu – 94,3, Rydze – 115,5 lat.

Tabela 6. Okresy około 100-letnie temperatury powietrza w styczniu i lipcu w Europie ($\Delta T = 2b$, [°C])

Table.6. 100-years periods of air temperature in January and July in Europe ($\Delta T = 2b$, [°C])

Stacje	Styczeń		Lipiec		Stacje	Styczeń		Lipiec	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa	116,1	1,50	102,0	0,70	Bazylea	127,2	0,42	89,6	0,66
Kraków	102,0	0,86	-	-	Kopenhaga	87,0	0,10	-	-
Wrocław	129,0	2,20	148,0	0,72	Anglia	95,1	0,22	-	-
Lwów	118,0	1,14	-	-	Sztokholm	87,8	0,46	-	-
Praga	148,0	1,52	117,3	0,96	Ryga	120,9	1,42	115,5	0,32
Wiedeń	90,2	0,76	94,3	0,56	Greenwich	98,8	0,36	79,9	0,72

8.5. Tendencje zmian temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku (prognozy do roku 2100)

Tendencje temperatury powietrza, tj. współczynniki kierunkowe A (°C/100 lat) w Europie określone według równań prostych regresji (tab. 7):

$$T = A_0 + A$$

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 ($A < 0$).

Tendencje temperatury powietrza (A) w zimie są na ogół dodatnie: 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), Sztokholm (1756-1994) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,11°C), Moskwa (1881-2002) – styczeń (3,54°C), lipiec (0,92°C).

Tabela.7. Tendencje zmian temperatury powietrza w niektórych miastach Europy (°C/100 lat)

Table.7. The tendency of air temperature chosen cities in Europe (°C/100 years)

Stacje	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	1,1	0,69	0,34	0,25	0,52
Lwów	1824-2002	0,53	0,53	0,2	-0,22	0,2
Praga	1771-1990	0,04	0,25	-1,13	-0,25	-0,02
Berlin	1769-1990	1,12	0,32	0,33	-0,39	0,13
Genewa	1769-1980	1,23	0,51	0,08	-0,4	0,51
Wiedeń	1775-2002	0,84	0,69	0,02	-0,08	0,27
Rzym	1811-1989	0,36	0,04	0,08	-0,1	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 przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Nie wiadomo jaki w tym jest udział zmian aktywności Słońca (stałej słonecznej), pyłów wulkanicznych ograniczających dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi i antropogenicznego efektu cieplarnianego atmosfery.

W prognozach zmian klimatu przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać nadal, tak jak w XIX-XX wieku. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych aktywności Słońca (stałej słonecznej). Najdłuższe okresy około 100- i 180-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych (Boryczka 1998).

Prognozy (ekstrapolację) otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza, z wzoru:

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

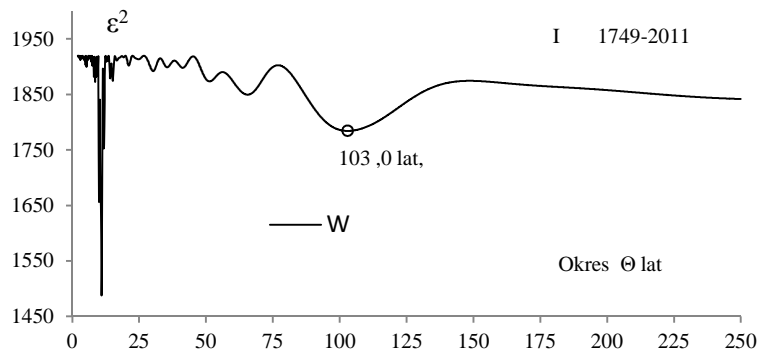
gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli, na poziomie istotności 0,05, at – składnik liniowy.

Przykładowo, przedstawiono zmiany: aktywności Słońca (W), wskaźnika NAO i temperatury powietrza (T) w Warszawie w styczniu – z prognozą ich zmian do 2100 r.

Widma oscylacji wyznaczono w pasmach 2,0-250 lat z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ roku.

Przykład 1. Prognoza aktywności Słońca w XXI wieku na podstawie danych z lat 1749-2011

Okresy (Θ), amplitudy (b) i fazy (c) cykli liczb Wolfa– minimów lokalnych widm oscylacji (rys. 8) oraz współczynniki korelacji (R) i wartości charakterystyki Fishera-Snedecora (F_{ob}) zestawiono w tab. 8.

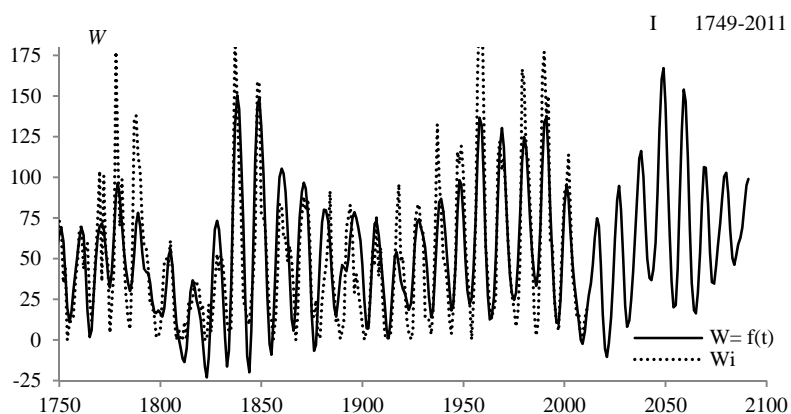


Rys. 8. Widmo aktywności Słońca w latach 1749-2011– Styczeń
Fig. 8. Spectrum of solar activity in the years 1749-2002– January

Tabela 8. Cykle aktywności Słońca w latach 1749-2011 (Styczeń)
Table 8. The cycles of solar activity in years 1749-2011 (January)

Θ	b	c	e^2	R	$F_{obl.}$
5,3	6,330601	-1,686265	1899,723	0,103	1,383
8,5	10,084639	-0,327096	1872,174	0,158	3,316
10,0	24,385474	2,195626	1656,206	0,371	20,701
11,0	31,112558	0,779284	1487,371	0,475	37,807
11,8	20,322193	-2,900384	1752,194	0,296	12,445
15,1	8,648009	-1,891024	1874,340	0,154	3,162
30,2	6,025956	2,333721	1892,075	0,120	1,914
51,3	9,298681	2,431263	1873,401	0,156	3,229
65,6	9,794243	0,510705	1849,526	0,191	4,949
103,0	16,848652	1,120491	1784,216	0,266	9,888

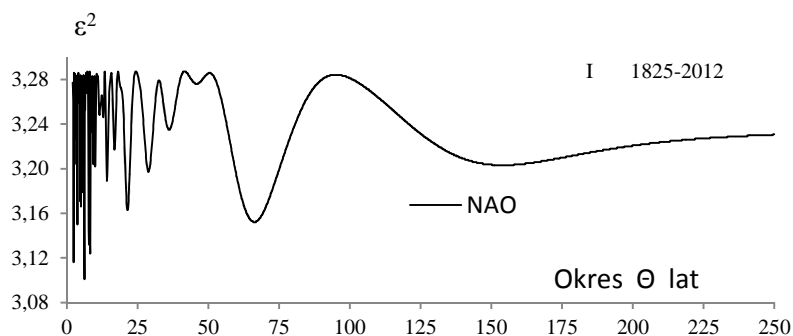
Z równania określającego interferencję cykli liczb Wolfa o składniku liniowym $T = -113,665 + 0,086635t + \dots$ (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,827$) otrzymano prognozę aktywności Słońca do roku 2100 (rys. 9).



Rys. 9. Aktywność Słońca w latach 1749-2100 – prognoza w 20012-2100 (Styczeń)
Fig. 9. The solar activity in year 1749-2100 – forecast in 2012-2100 (January)

Przykład 2. Prognoza wskaźnika NAO w XXI wieku na podstawie danych z lat 1825-2012

Okresy (Θ), amplitudy (b) i fazy (c) cykli wskaźnika NAO – minimów lokalnych widma oscylacji (rys. 10) oraz współczynniki korelacji (R) i wartości charakterystyki Fishera-Snedecora ($F_{obl.}$) zestawiono w tab. 9.

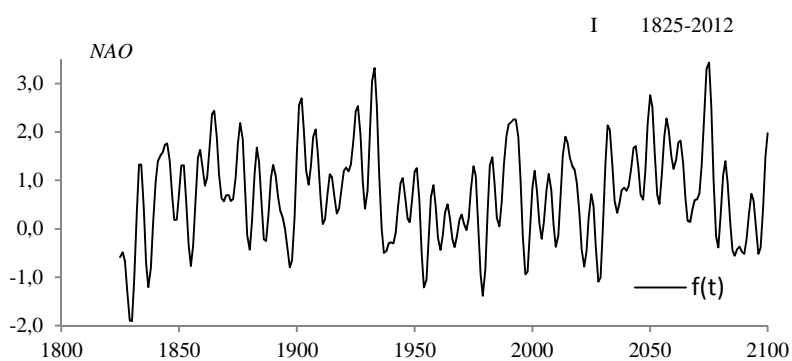


Rys. 10. Widmo temperatury powietrza w Wilnie w latach 1777-2002 – Styczeń
Fig. 10. Spectrum of air temperature in Vilnius in the years 1777-2002 – January

Tabela 9. Cykle wskaźnika NAO w latach 1771-2002 (Styczeń)
Table 9. The cycles of NAO index in years 1771-2002 (January)

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
6,2	0,604662	-2,855125	3,101	0,238	5,56
8,3	0,560691	1,963449	3,124	0,223	4,83
10,0	0,34393	-0,347034	3,202	0,161	2,46
11,5	0,243667	-0,069065	3,248	0,109	1,12
14,2	0,435852	0,948146	3,189	0,173	2,85
21,4	0,482688	1,179469	3,163	0,194	3,63
28,8	0,353597	1,470744	3,197	0,166	2,61
66,3	0,470136	1,350016	3,152	0,203	3,97
154,0	0,379524	-0,494478	3,203	0,160	2,43

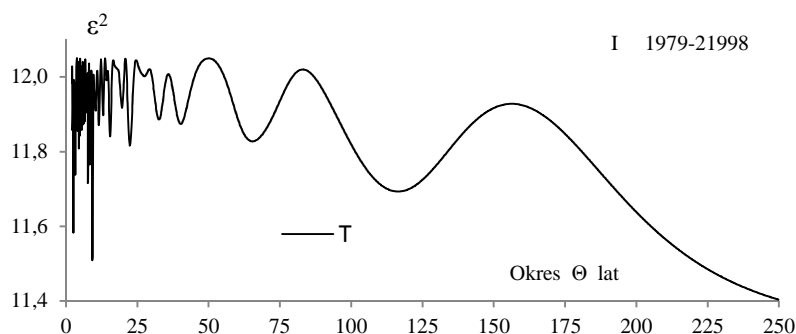
Z równanie określającego interferencję cykli wskaźnika NAO o składniku liniowym $W = NAO = 0,484799 + 0,000117t + \dots$ (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,523$) otrzymano prognozę zmian NAO w XXI wieku (rys. 11).



Rys. 11. Oscylacja Północnoatlantycka (NAO) w latach 1825-2100 – prognoza w 2001-2100 (Styczeń)
Fig. 11. North Atlantic Oscillation (NAO) in years 1825-2100 – forecast in years 2001-2100 (January)

Przykład 3. Prognoza temperatury powietrza w Warszawie w XXI wieku na podstawie danych z lat 1779-1998

Okresy (Θ), amplitudy (b) i fazy (c) cykli temperatury powietrza w Warszawie w styczniu – minimów lokalnych widma oscylacji (rys. 12) oraz współczynniki korelacji (R) i wartości charakterystyki Fishera-Snedecora (F_{obl}) zestawiono w tab. 10.



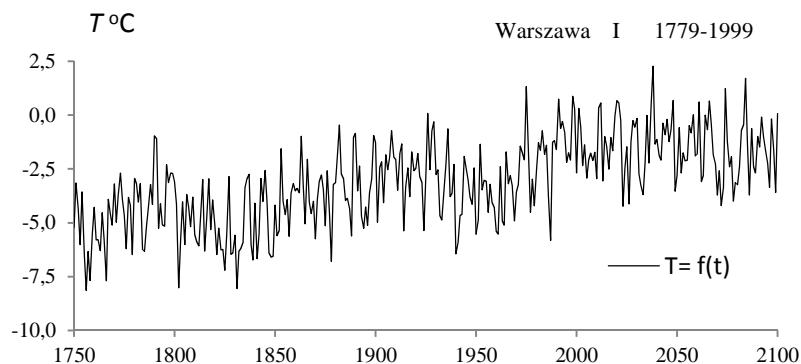
Rys. 12. Widmo temperatury powietrza w Warszawie w latach 1777-1998 – Styczeń
Fig. 12 Spectrum of air temperature in Warsaw in the years 1777-1998 – January

Tabela 10. Cykle temperatury powietrza w Warszawie (1771-2002) (Styczeń)
Table 10. The cycles of air temperature in Warsaw (1771-2002) (January)

Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,6	0,949790	-2,834775	11,583	0,197	4,46
3,3	0,778648	-1,581637	11,738	0,161	2,94
4,5	0,675560	1,704322	11,808	0,142	2,27
7,7	0,714623	-1,358393	11,716	0,167	3,16
9,2	1,046506	-1,621531	11,509	0,212	5,20
22,4	0,596547	0,982560	11,816	0,140	2,19
65,4	0,474278	-0,923980	11,827	0,136	2,09
116,5	0,775937	-0,205355	11,693	0,172	3,38

Analogicznie, wypadkowa interferencji cykli temperatury powietrza w Warszawie o składniku liniowym: $T = -30,3749 + 0,014173 t + \dots$, (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,5173$) umożliwiła prognozę zmian temperatury powietrza w Warszawie w XXI wieku (rys. 13)..

Prognozy z składnikiem liniowym at (linia ciągła) uwzględniają wpływ czynników antropogenicznych na przebieg temperatury powietrza. Tendencji rosnącej antropogenicznej części efektu cieplarnianego przypisuje się postępujące ocieplenie na Ziemi (IPCC 1990, 1995, 2005). Nie wiadomo jednak, jaka część tendencji rosnącej temperatury powietrza jest spowodowana wzrostem aktywności Słońca w XX wieku, a jaka część wynika z coraz większego stężenia CO_2 w atmosferze. Kluczem do rozwiązania tego problemu mogą być wyniki badań rdzeni lodowych Antarktydy sprzed 420 000 lat (Petite i in. 1999).



Rys. 13. Temperatura powietrza w Warszawie w latach 1779-2100 – prognoza w 2000-2100 (styczeń) wg serii H. Lorenc

Fig. 13. Air temperature in Warsaw in the 1779-2100 years – forecasts 2003-2100 (January)

Interesujące jest, że ocieplenia na Ziemi występują podczas maksimów promieniowania słonecznego dochodzącego do Ziemi na równoleżniku 65° w odstępach czasu co 100 000 lat. Podczas maksimów promieniowania słonecznego i paleotemperatury O^{18}/O^{16} znacznie większe było stężenie CO_2 w atmosferze ziemskiej

8.6. Widma oscylacji – amplitudy i fazy cykli temperatury powietrza w Europie

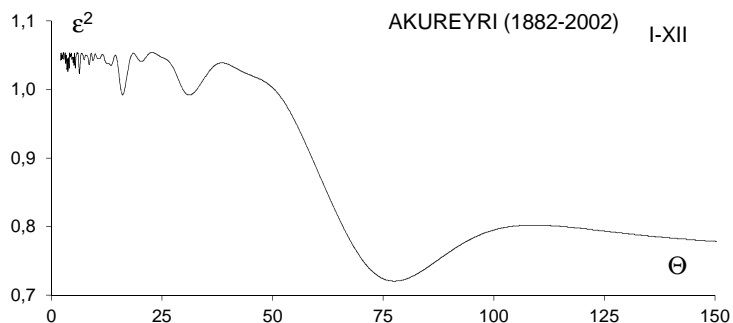
Widma oscylacji temperatury powietrza w 16 miastach Europy (tab. 11) wyznaczone metodą sinusoid regresji J Boryczki (2010) z odstępem czasu $\Delta\Theta = 0,1$ roku przedstawiono na rysunkach 14-29.

Tabela 11. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Europie

Table. 11. Location of meteorological stations in Europe

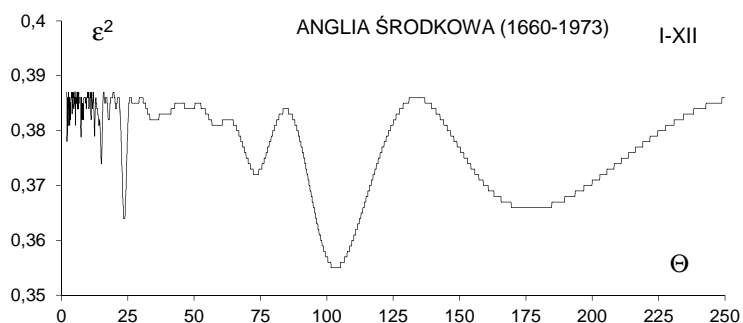
Miejscowość	Okres	φ	λ	H
Akureyri	1882-2002	$65^{\circ}41'N$	$18^{\circ}05'W$	27
Anglia Środkowa	1660-1973	-	-	-
Ateny	1858-2002	$37^{\circ}58'N$	$23^{\circ}43'E$	107
Berlin	1769-1990	$52^{\circ}28'N$	$13^{\circ}18'E$	58
Genewa	1768-1980	$46^{\circ}15'N$	$6^{\circ}08'E$	416
Kijów	1812-2000	$50^{\circ}24'N$	$30^{\circ}34'E$	167
Moskwa	1779-2002	$55^{\circ}50'N$	$37^{\circ}37'E$	156
Odessa	1821-2002	$46^{\circ}26'N$	$30^{\circ}46'E$	42
Paryż	1757-1995	$48^{\circ}58'N$	$2^{\circ}27'E$	65
Praga	1771-2002	$50^{\circ}06'N$	$14^{\circ}15'E$	365
Rzym	1811-1991	$41^{\circ}48'N$	$12^{\circ}36'E$	46
Stambuł	1839-2002	$40^{\circ}58'N$	$29^{\circ}05'E$	33
Trondheim	1761-1981	$63^{\circ}24'N$	$0^{\circ}30'E$	133
Warszawa	1779-1998	$52^{\circ}13'N$	$21^{\circ}02'E$	110
Wiedeń	1775-2002	$48^{\circ}15'N$	$16^{\circ}22'E$	200
Wilno	1777-2002	$54^{\circ}38'N$	$25^{\circ}06'E$	156

Okresy (Θ), amplitudy (b) i fazy (c) cykli temperatury powietrza w 16 miastach Europy, tj. minima lokalne widma oscylacji (rys. 14-29) oraz współczynniki korelacji (R) i wartości charakterystyki Fishera-Snedecora (F_{obl}) zestawiono w tab. 12-27.



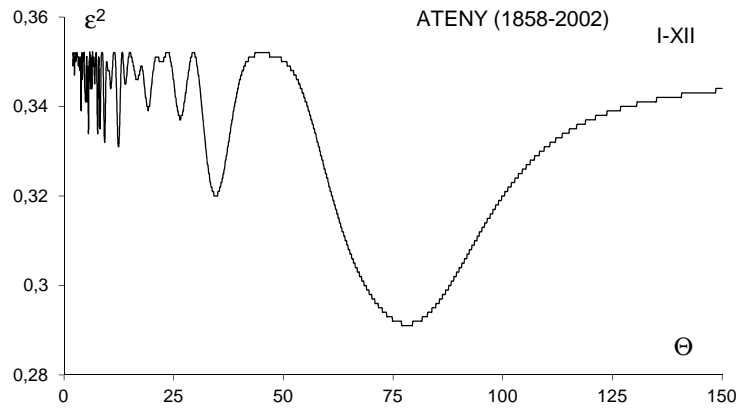
Rys. 14. Widmo temperatury powietrza w Akureyri w latach 1882-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 14. Spectrum of air temperature in Akureyri in the years 1882-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



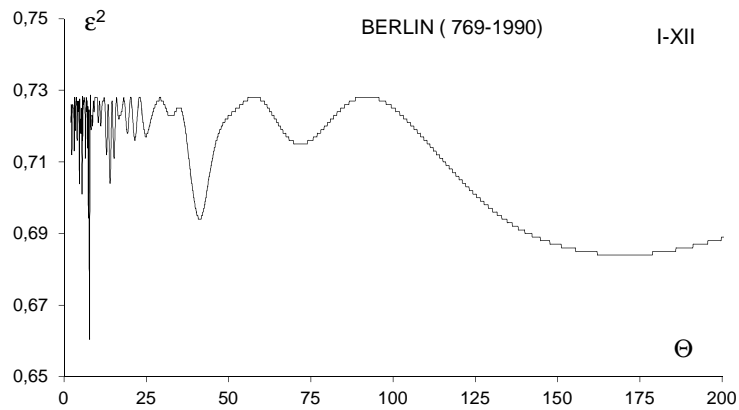
Rys. 15. Widmo temperatury powietrza w Anglii Środkowej w latach 1660-1973 (w paśmie 2,0-200 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 15. Spectrum of air temperature in England in the years 1660-1973 (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



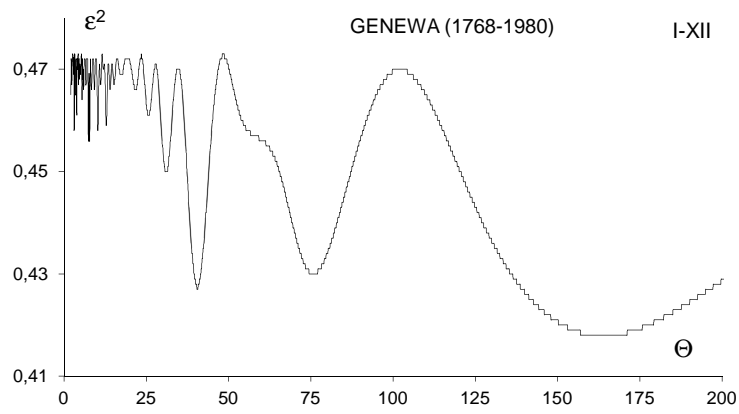
Rys.16. Widmo temperatury powietrza w Atenach w latach 1858-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 16. Spectrum of air temperature in Athens in the years 1858-2002(in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



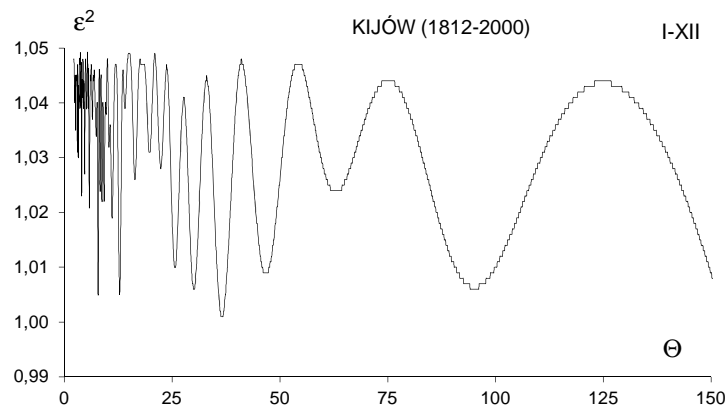
Rys. 17. Widmo temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 (w paśmie 2,0-200 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 17. Spectrum of air temperature in Berlin in the years 1769-1990 (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



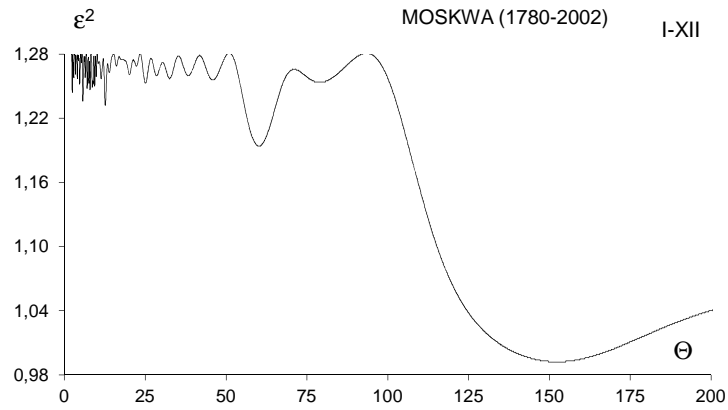
Rys. 18. Widmo temperatury powietrza w Genewie w latach 1768-1980 (w paśmie 2,0-200 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 18. Spectrum of air temperature in Geneva in the years 1768-1980 (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year

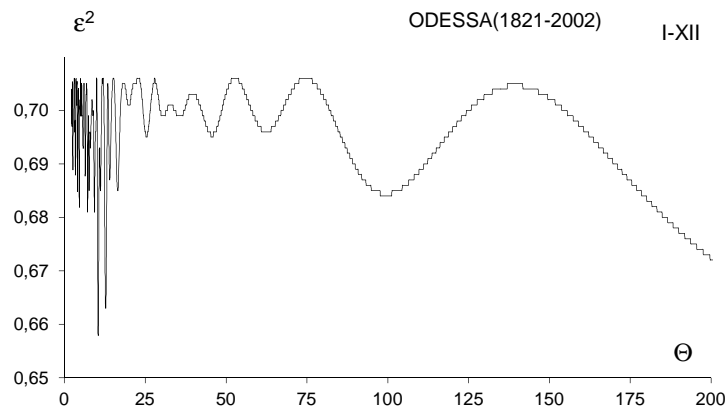


Rys.19. Widmo temperatury powietrza w Kijowie w latach 1812-2000 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

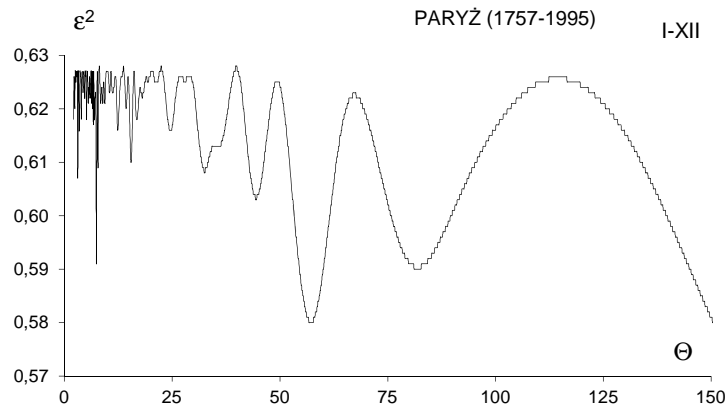
Fig. 19. Spectrum of air temperature in Kiev in the years 1812-2000 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



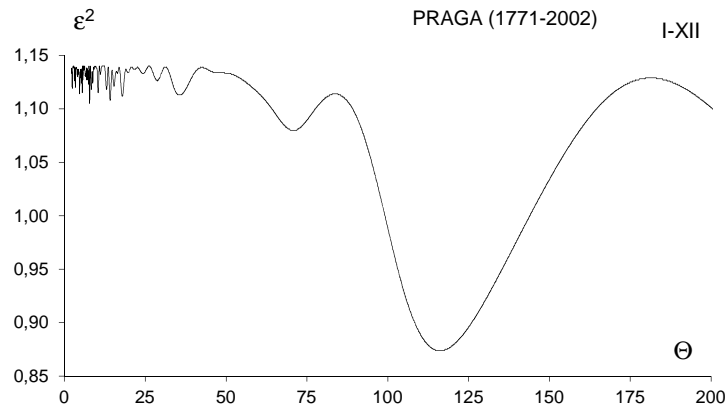
Rys. 20. Widmo temperatury powietrza w Moskwie w latach 1780-2002 (w paśmie 2,0-200 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok
Fig. 20. Spectrum of air temperature in Moscow in the years 1780-2002 (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



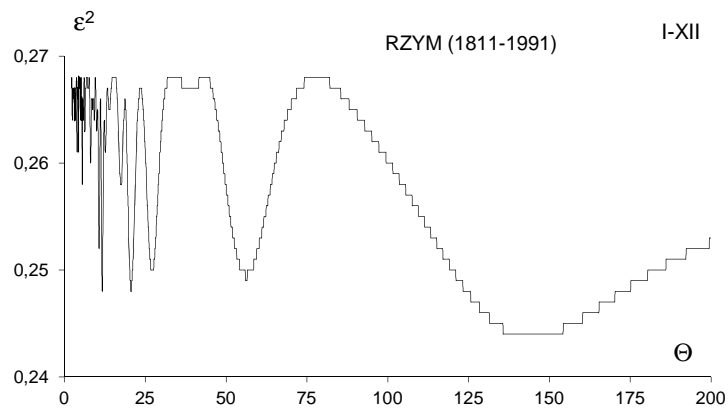
Rys. 21. Widmo temperatury powietrza w Odessie w latach 1821-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok
Fig. 21. Spectrum of air temperature in Odessa in the years 1821-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



Rys. 22. Widmo temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok
Fig. 22. Spectrum of air temperature in Paris in the years 1757-1995 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year

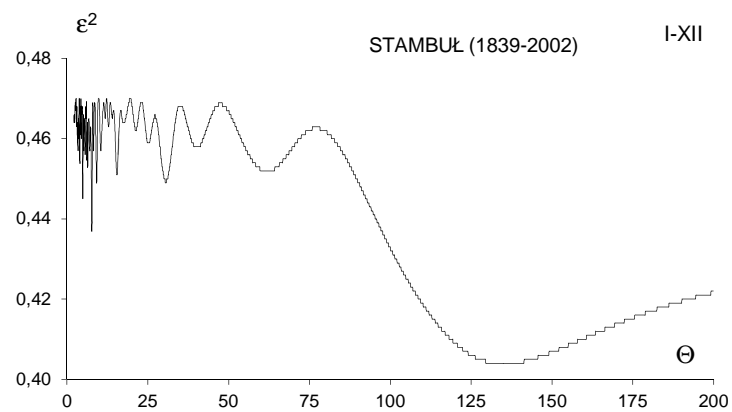


Rys. 23. Widmo temperatury powietrza w Pradze w latach 1771-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok
Fig. 23. Spectrum of air temperature in Prague in the years 1771-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



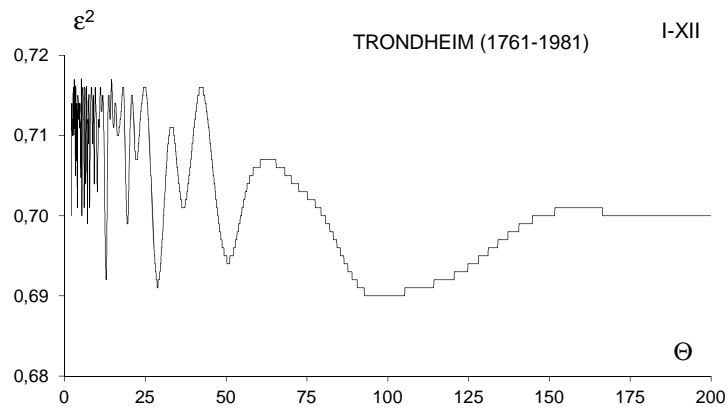
Rys. 24. Widmo temperatury powietrza w Rzymie w latach 1811-1991 (w paśmie 2,0-200 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 24. Spectrum of air temperature in Rome in the years 1811-1991 (in the strip 2,0-200 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year.



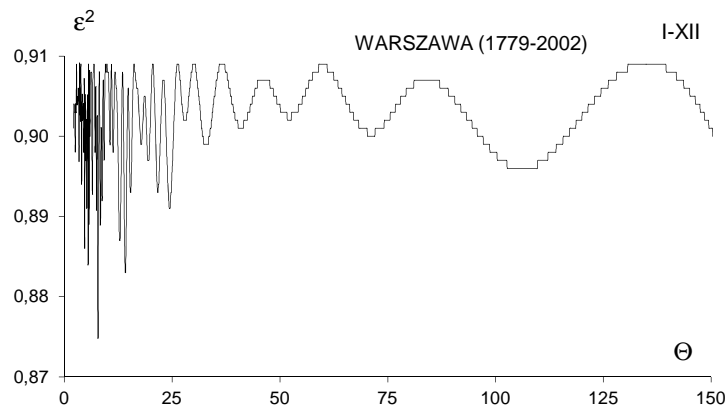
Rys. 25. Widmo temperatury powietrza w Stambule w latach 1839-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 25. Spectrum of air temperature in Istanbul in the years 1839-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



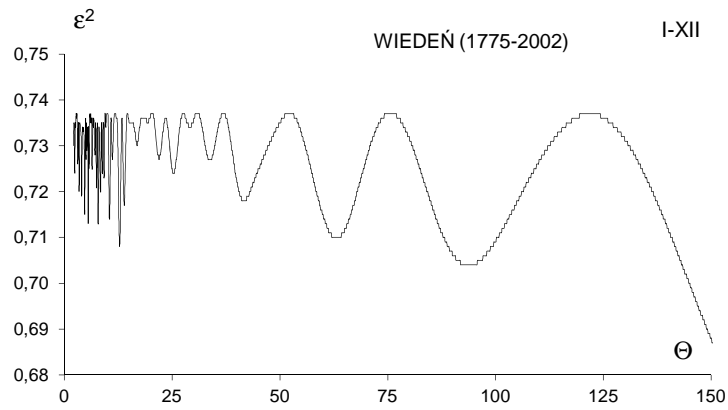
Rys. 26. Widmo temperatury powietrza w Trondheim w latach 1761-1981 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 26. Spectrum of air temperature in Trondheim in the years 1761-1981 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



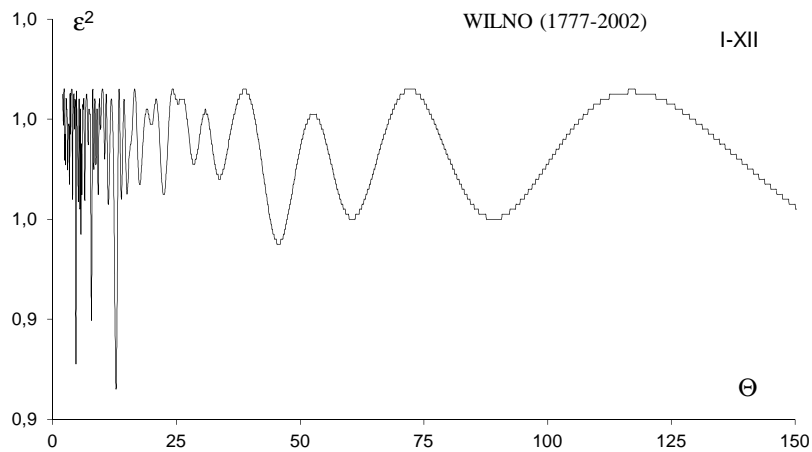
Rys. 27. Widmo temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 27. Spectrum of air temperature in Warsaw in the years 1779-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



Rys. 28. Widmo temperatury powietrza w Wiedniu w latach 1779-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 28. Spectrum of air temperature in Vienna in the years 1779-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year



Rys. 29. Widmo temperatury powietrza w Wilnie w latach 1777-2002 (w paśmie 2,0-150 lat, $\Delta\Theta = 0,1$) – rok

Fig. 29. Spectrum of air temperature in Vilnius in the years 1777-2002 (in the strip 2,0-150 years, $\Delta\Theta = 0,1$) – year

Tabela 12. Cykle temperatury powietrza w Akureyri (1882-2002) – rok. Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ϵ^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji
Table 12. The cycles of air temperature in Akureyri (1882-2002) – year, Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ϵ^2 – rest variance, R – correlation coefficient

Θ	b	c	ϵ^2	R	$F_{obl.}$
3,7	0,240	2,5439	1,026	0,164	1,65
6,3	0,267	1,8857	1,023	0,173	1,83
8,5	0,156	0,3832	1,036	0,132	1,06
10,8	0,111	2,2606	1,045	0,094	0,54
12,5	0,166	1,8916	1,038	0,125	0,94
13,5	0,097	0,4601	1,035	0,136	1,12
16,1	0,378	-2,5610	0,992	0,243	3,74
31,2	0,245	2,1112	0,992	0,243	3,74
77,5	0,846	1,3867	0,720	0,563	27,63

Tabela 13. Cykle temperatury powietrza w Anglii Środkowej (1660-1973) – rok
Table 13. The cycles of air temperature in Central England (1660-1973) – year

Θ	b	c	ϵ^2	R	$F_{obl.}$
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

Tabela 14. Cykle temperatury powietrza w Atenach (1858-2002) – rok
Table 14. The cycles of air temperature in Athens (1858-2002) – year

Θ	b	c	ϵ^2	R	$F_{obl.}$
3,9	0,149	0,5629	0,339	0,194	2,78
5,6	0,169	-0,2236	0,334	0,228	3,89
7,7	0,159	2,7726	0,334	0,228	3,89
9,3	0,175	1,0650	0,332	0,240	4,34
10,7	0,109	1,9227	0,344	0,153	1,71
12,4	0,187	-0,1753	0,331	0,246	4,56
19,2	0,126	-0,1348	0,339	0,194	2,78
26,5	0,101	-1,6969	0,337	0,208	3,22
34,6	0,185	2,9215	0,320	0,303	7,16
78,2	0,343	2,9702	0,291	0,417	14,95

Tabela 15. Cykle temperatury powietrza w Berlinie (1769-1990) – rok**Table 15.** The cycles of air temperature in Berlin (1769-1990) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
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

Tabela 16. Cykle temperatury powietrza w Genewie (1768-1980) – rok**Table 16.** The cycles of air temperature in Geneva (1768-1980) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
3,1	0,173	-0,1865	0,458	0,176	3,35
7,8	0,174	0,9958	0,456	0,187	3,82
10,3	0,174	2,2280	0,458	0,176	3,35
12,9	0,172	2,1614	0,459	0,170	3,11
31,1	0,215	2,4199	0,450	0,219	5,27
40,6	0,283	1,6218	0,427	0,311	11,21
75,8	0,219	-2,3847	0,430	0,300	10,40
163,9	0,261	2,7910	0,418	0,340	13,72

Tabela 17. Cykle temperatury powietrza w Kijowie (1812-2000) – rok**Table 17.** The cycles of air temperature in Kiev (1812-2000) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
3,2	0,191	1,0898	1,030	0,134	1,64
7,8	0,274	0,2372	1,005	0,205	3,91
11,1	0,297	-1,2975	1,019	0,169	2,63
12,8	0,292	-0,3359	1,005	0,205	3,91
25,6	0,241	0,9773	1,010	0,193	3,45
30,0	0,230	-2,0333	1,006	0,202	3,82
36,5	0,218	-2,8467	1,001	0,214	4,28
46,7	0,161	3,0150	1,009	0,195	3,54
95,1	0,104	1,1891	1,006	0,202	3,82

Tabela 18. Cykle temperatury powietrza w Moskwie (1779-2002) – rok**Table 18.** The cycles of air temperature in Moscow (1779-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
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

Tabela 19. Cykle temperatury powietrza w Odessie (1821-2002) – rok**Table 19.** The cycles of air temperature in Odessa (1821-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
4,6	0,169	-0,5826	0,682	0,184	2,78
7,2	0,254	0,4800	0,681	0,188	2,90
7,6	0,199	2,5521	0,685	0,172	2,42
9,3	0,178	0,7997	0,681	0,188	2,90
10,4	0,246	-0,8419	0,658	0,261	5,76
11,1	0,220	-1,1961	0,685	0,172	2,42
12,8	0,273	-0,6445	0,663	0,247	5,12
16,5	0,213	-0,1361	0,685	0,172	2,42
99,4	0,084	0,7295	0,684	0,177	2,54

Tabela 20. Cykle temperatury powietrza w Paryżu (1757-1995) – rok**Table 20.** 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

Tabela 21. Cykle temperatury powietrza w Pradze (1771-2002) – rok**Table 21.** The cycles of air temperature in Prague (1771-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
3,4	0,208	-2,9414	1,120	0,448	27,61
4,7	0,228	-1,0013	1,114	0,453	28,35
7,8	0,243	0,2037	1,105	0,460	29,48
10,4	0,218	-0,5226	1,115	0,452	28,23
13,0	0,176	1,6657	1,118	0,450	27,85
14,1	0,192	0,7294	1,108	0,457	29,10
17,9	0,216	0,8945	1,112	0,454	28,60
70,8	0,171	-0,5138	1,080	0,479	32,70
116,1	0,476	-1,7258	0,874	0,613	66,34

Tabela 22. Cykle temperatury powietrza w Rzymie (1811-1991) – rok**Table 22.** The cycles of air temperature in Rome (1811-1991) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
4,4	0,126	-1,1259	0,261	0,165	2,32
5,5	0,147	-0,7007	0,258	0,196	3,31
8,1	0,115	2,0821	0,260	0,176	2,65
10,7	0,164	0,7022	0,252	0,246	5,37
11,7	0,183	-2,2047	0,248	0,275	6,79
20,6	0,162	-0,8152	0,248	0,275	6,79
56,3	0,193	-0,6481	0,249	0,268	6,43
144,4	0,236	-1,2984	0,244	0,301	8,27

Tabela 23. Cykle temperatury powietrza w Stambule (1839-2002) – rok**Table 23.** The cycles of air temperature in Istanbul (1839-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
4,0	0,199	-2,4983	0,454	0,184	2,36
4,9	0,222	0,6726	0,445	0,230	3,78
7,7	0,236	2,7359	0,437	0,265	5,08
8,2	0,092	1,5401	0,457	0,166	1,91
9,2	0,196	-0,8963	0,449	0,211	3,14
30,6	0,190	-0,3179	0,449	0,211	3,14
135,1	0,332	2,2186	0,404	0,374	11,01

Tabela 24. Cykle temperatury powietrza w Trondheim (1761-1981) – rok**Table 24.** The cycles of air temperature in Trondheim (1761-1981) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
3,4	0,156	-2,9023	0,705	0,127	1,80
4,0	0,175	-1,5967	0,701	0,148	2,44
7,8	0,162	0,2660	0,701	0,148	2,44
10,2	0,145	-2,0979	0,703	0,138	2,12
12,9	0,213	1,6179	0,692	0,185	3,89
19,5	0,187	1,1152	0,699	0,157	2,76
28,8	0,216	-0,7559	0,691	0,189	4,06
97,5	0,244	2,9272	0,690	0,193	4,22
189,0	0,207	0,2655	0,700	0,152	2,60

Tabela 25. Cykle temperatury powietrza w Warszawie (1779-1998) – rok**Table 25.** The cycles of air temperature in Warsaw (1779-1998) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
4,0	0,169	-1,7867	0,894	0,129	1,86
4,7	0,239	-1,1160	0,886	0,160	2,87
5,5	0,200	-1,3956	0,884	0,166	3,12
5,7	0,134	2,0082	0,889	0,149	2,49
7,8	0,255	0,1734	0,875	0,194	4,28
11,3	0,166	-0,9419	0,898	0,111	1,37
12,8	0,219	0,0045	0,887	0,156	2,74
14,1	0,198	-0,1194	0,883	0,170	3,25
106,1	0,157	2,1672	0,896	0,120	1,61

Tabela 26. Cykle temperatury powietrza w Wiedniu (1775-2002) – rok**Table 26.** The cycles of air temperature in Vienna (1775-2002) – year

Θ	b	c	ε^2	R	$F_{obl.}$
4,7	0,203	-1,1515	0,715	0,174	3,51
5,5	0,211	-1,3734	0,713	0,181	3,84
7,8	0,194	0,1221	0,713	0,181	3,84
10,5	0,189	-1,9114	0,714	0,177	3,67
12,8	0,188	-0,0143	0,708	0,199	4,66
13,9	0,154	1,0922	0,717	0,166	3,18
41,6	0,202	1,9889	0,718	0,161	3,02
63,1	0,195	-2,1275	0,710	0,192	4,33
93,7	0,234	0,2257	0,704	0,212	5,33

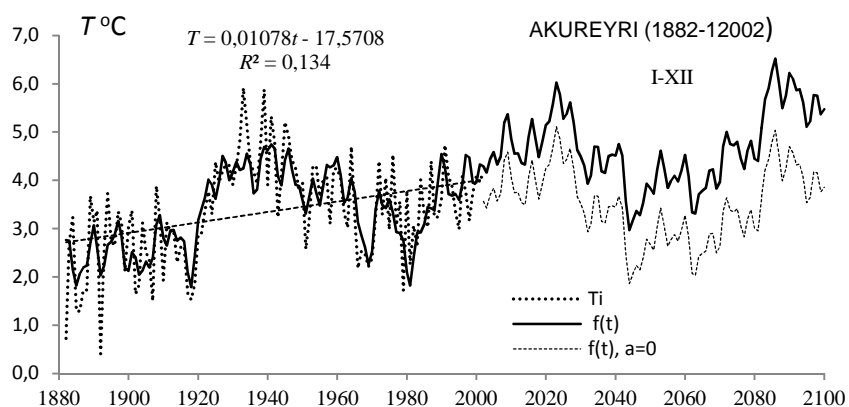
Tabela 27. Cykle temperatury powietrza w Wilnie (1777-2002) – rok
Table 27. The cycles of air temperature in Vilnius (1777-2002) – year

Θ	b	c	ϵ^2	R	$F_{obl.}$
4,7	0,340	-1,3762	0,931	0,236	6,44
5,7	0,246	1,5774	0,957	0,171	3,30
7,8	0,316	0,3843	0,940	0,216	5,33
11,3	0,251	-0,8456	0,963	0,153	2,60
12,8	0,365	0,0227	0,926	0,247	7,06
45,6	0,179	2,6798	0,955	0,177	3,54
60,5	0,164	0,3903	0,960	0,162	2,95
89,1	0,144	-2,0475	0,960	0,162	2,95
182,9	0,246	0,7449	0,950	0,191	4,13

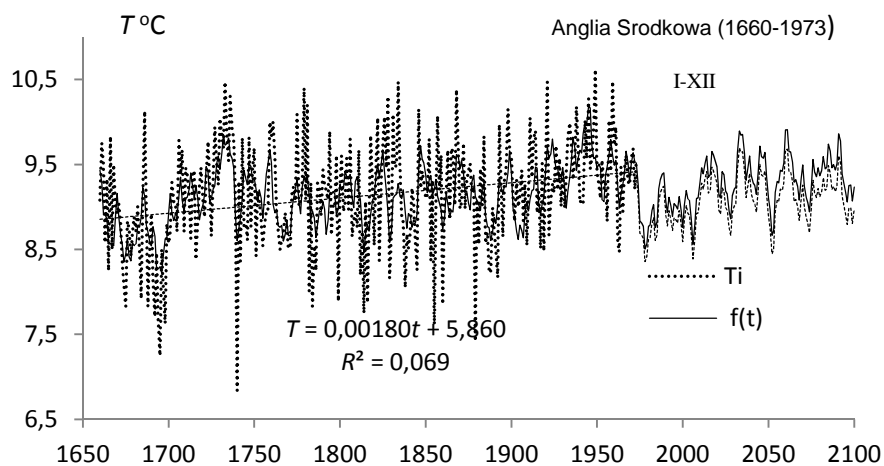
8.7. Prognozy temperatury powietrza w 16 miastach Europy w XXI wieku – według interferencji cykli

Interferencję cykli temperatury powietrza $y = f(t)$ zestawionych w tab.12-27 w 16 miastach Europy przedstawiono na rysunkach 30-45.

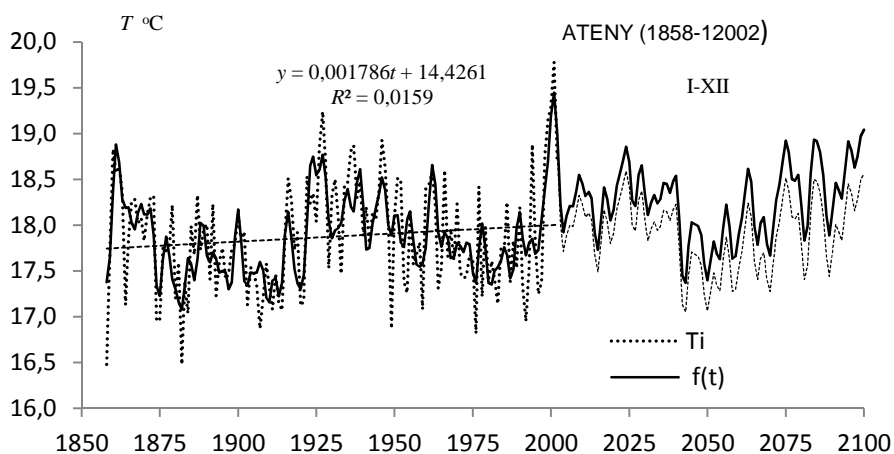
$$y = f(t) = a_o + at + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$



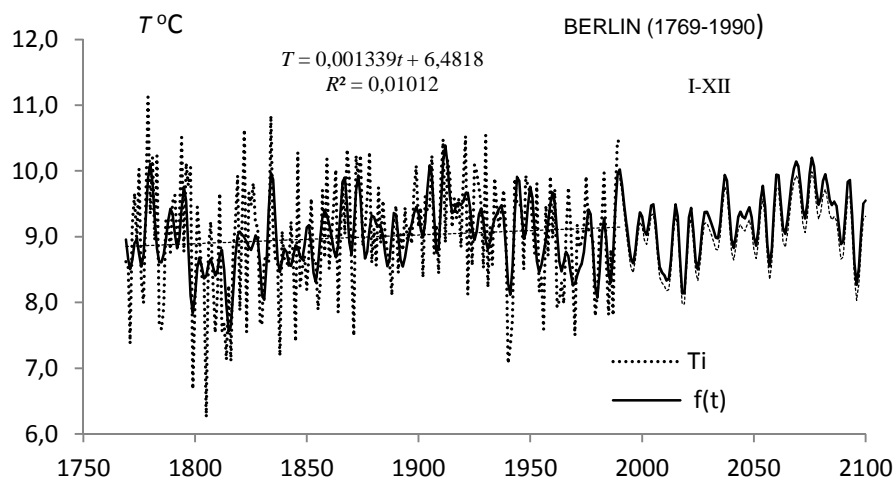
Rys. 30. Zmiany temperatury powietrza w Akureyri w latach 1882-2002– prognoza w latach 2003-2100 – rok
Fig. 30. Changes of air temperature in Akureyri in the 1882-2002 yearsorecasts in years 2003-2100 – year



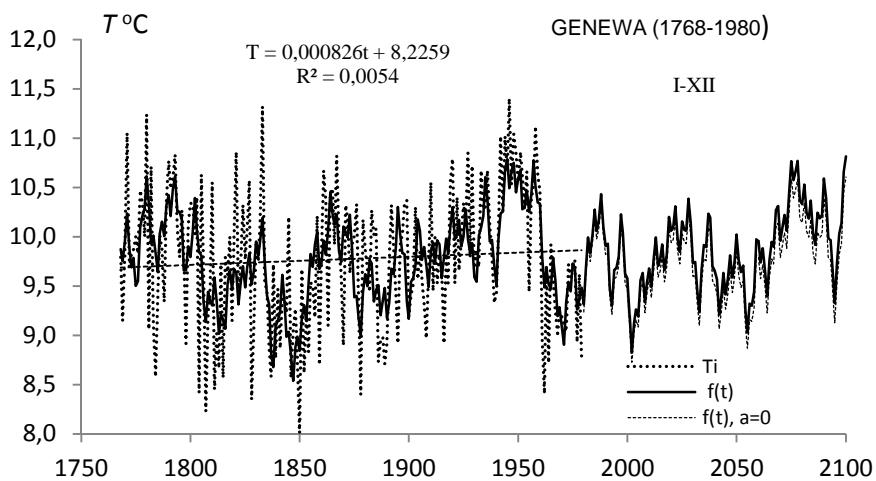
Rys. 31. Zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1673 – prognoza w latach 1974-2100 – rok
Fig. 31. Changes of air temperature in England in the 1659-1973 years forecasts in years 1974-2100 – year



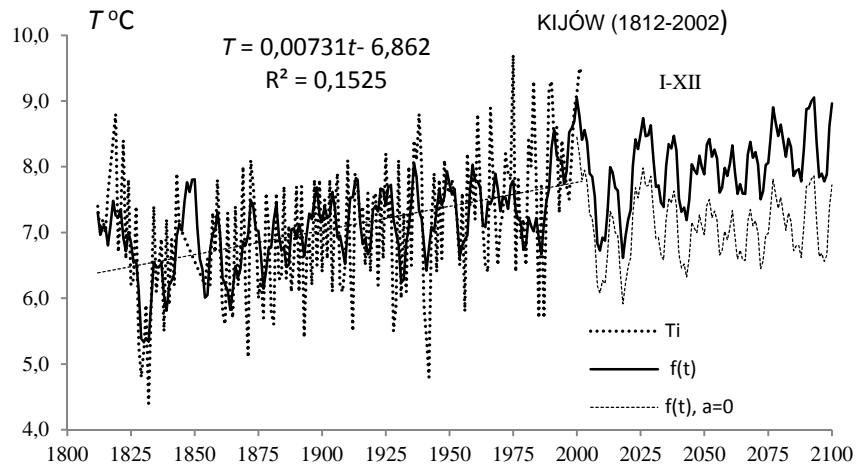
Rys. 32. Zmiany temperatury powietrza w Atenach w latach 1858-2002 – prognoza w latach 2002-2100 – rok
Fig. 32. Changes of air temperature in Athens in the 1858-2002 years forecasts in years 2002-2100 – year



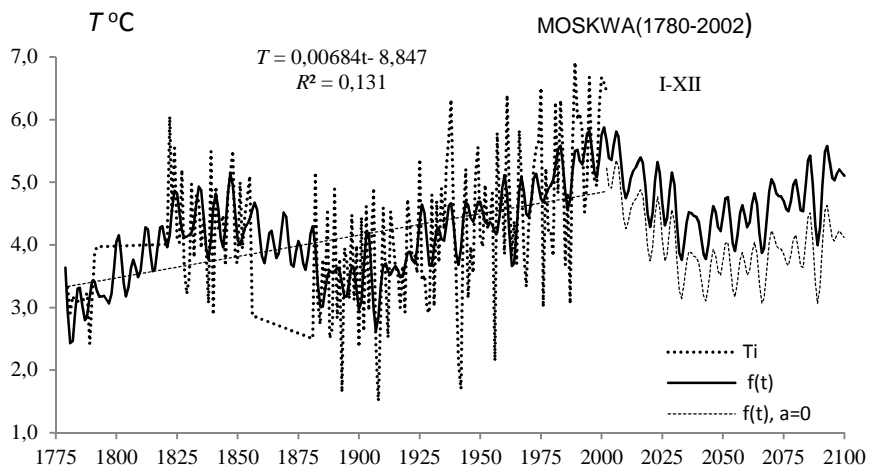
Rys. 33. Zmiany temperatury powietrza w Berlinie w latach 1769-1990 – prognoza w latach 1991-2100 – rok
Fig. 33. Changes of air temperature in Berlin in the 1769-1990 years forecasts in years 1991-2100 – year



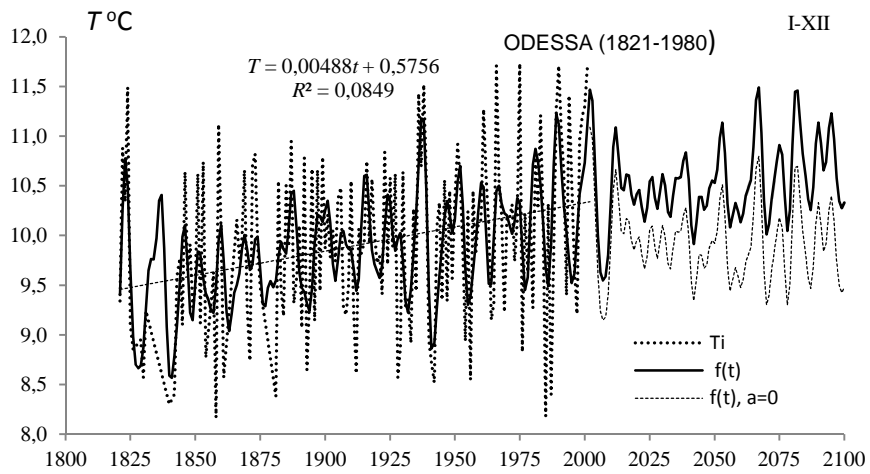
Rys. 34. Zmiany temperatury powietrza w Genewie w latach 1768-1980 – prognoza w latach 1981-2100 – rok
Fig. 34. Changes of air temperature in Geneva in the 1768-1980 , forecasts in years 1981-2100 – year



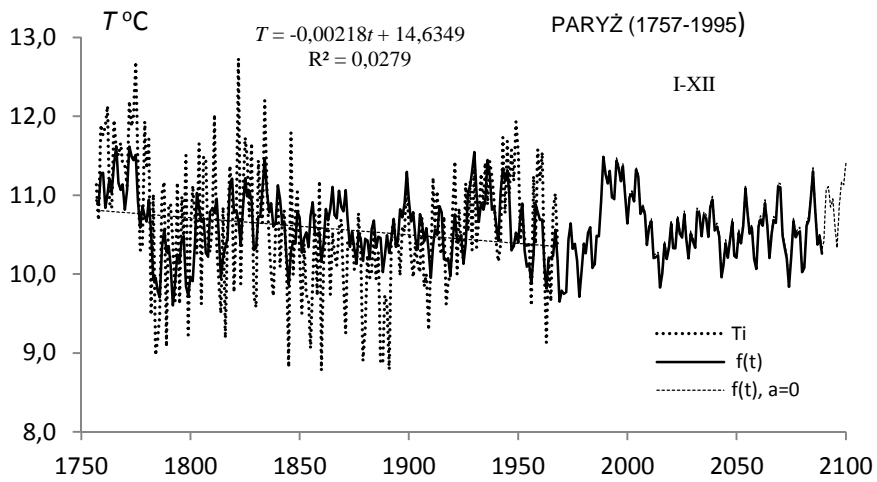
Rys. 35. Zmiany temperatury powietrza w Kijowie w latach 1812-2002 – prognoza w latach 2001-2100 – rok
Fig. 35. Changes of air temperature in Kiev in the 1812-2002 years , forecasts in years 2003-2100 — year



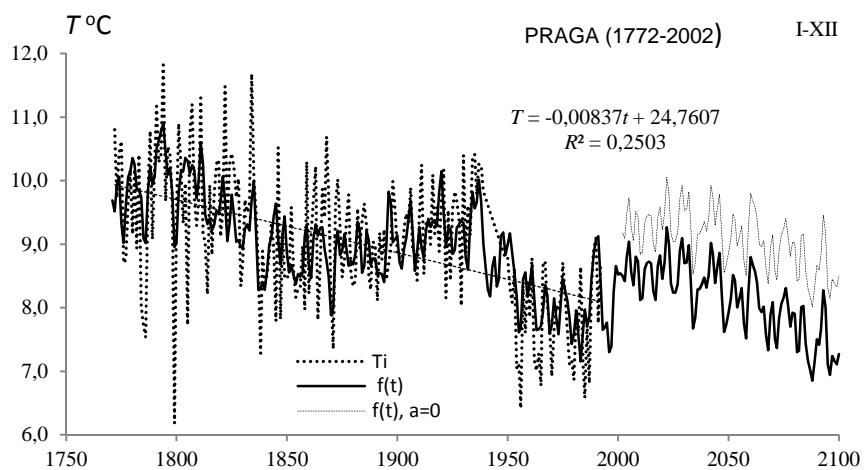
Rys. 36. Zmiany temperatury powietrza w Moskwie w latach 1780-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – rok
Fig. 36. Changes of air temperature in Moscow in the 1780-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year



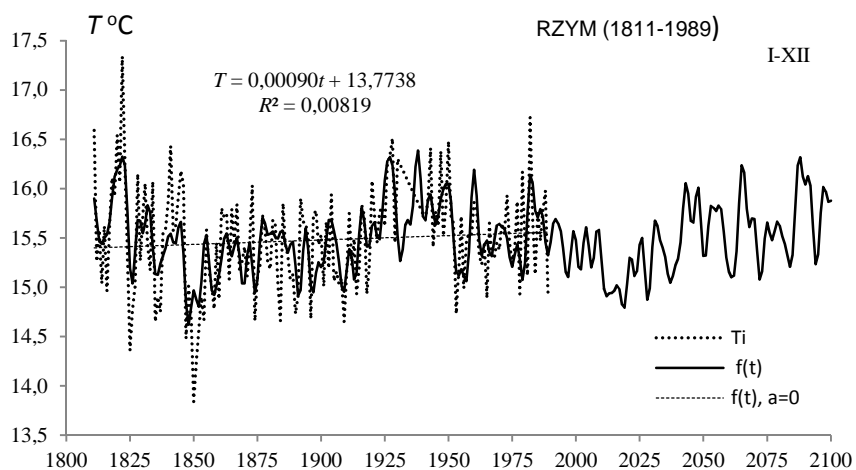
Rys. 37. Zmiany temperatury powietrza w Odessie w latach 1821-2002 – prognoza w latach 2003-2100 – rok
Fig. 37. Changes of air temperature in Odessa in the 1821-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year



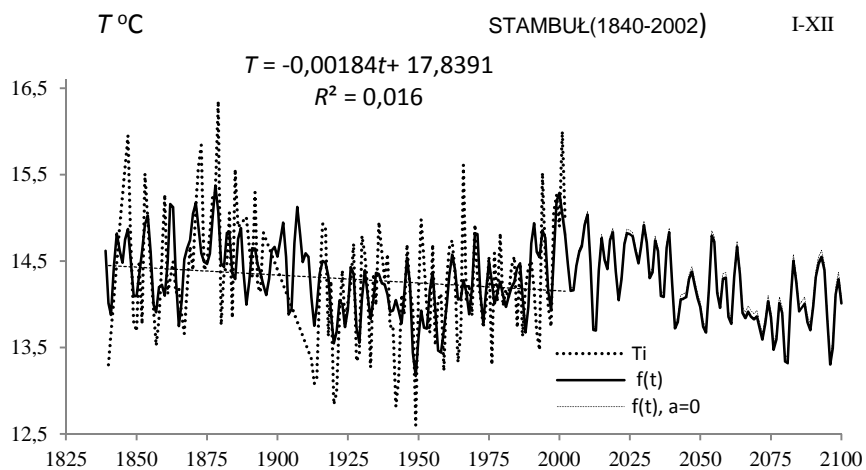
Rys. 38. Zmiany temperatury powietrza w Paryżu w latach 1757-1995– prognoza w latach 1996-2100 – rok
Fig. 38. Changes of air temperature in Paris in the 1757-1995 years forecasts in years 1996-2100 – year



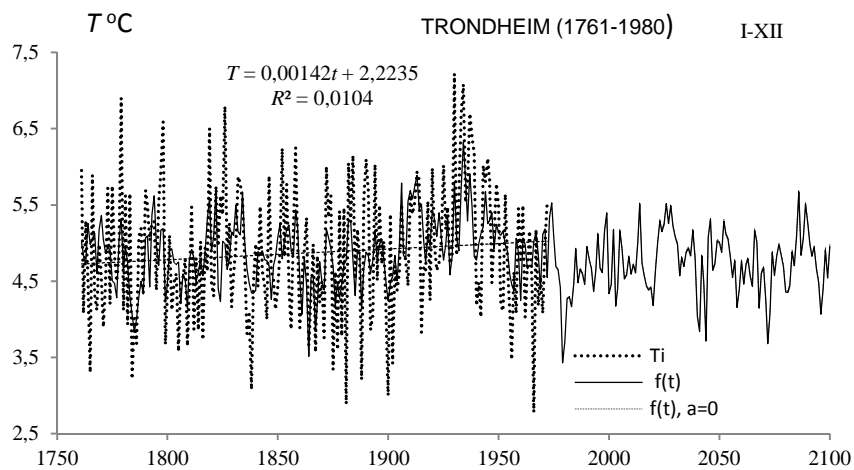
Rys. 39. Zmiany temperatury powietrza w Pradze w latach 1775-2002 – prognoza w latach 1991-2100 – rok
Fig. 39. Changes of air temperature in Praga in the 1792-2002 years forecasts in years 1991-2100 – year



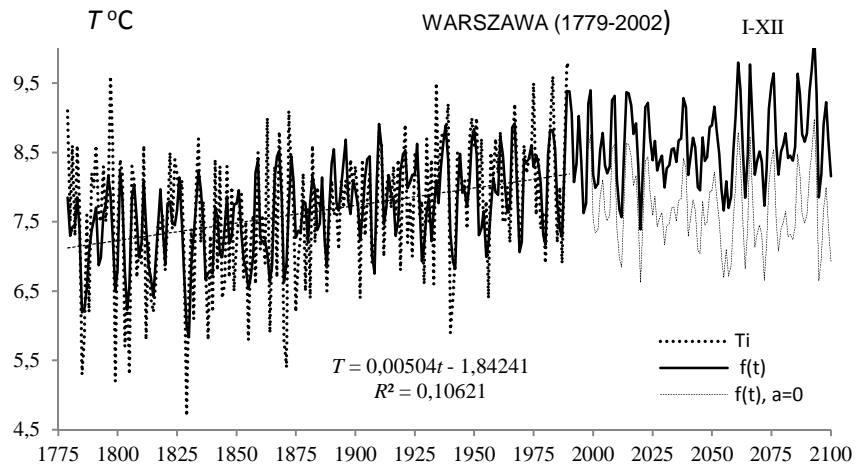
Rys. 40. Zmiany temperatury powietrza w Rzymie w latach 1811-1991 – prognoza w latach 1992-2100 – rok
Fig. 40. Changes of air temperature in Rome in the 1811-1991 years forecasts in years 1992-2100 – year



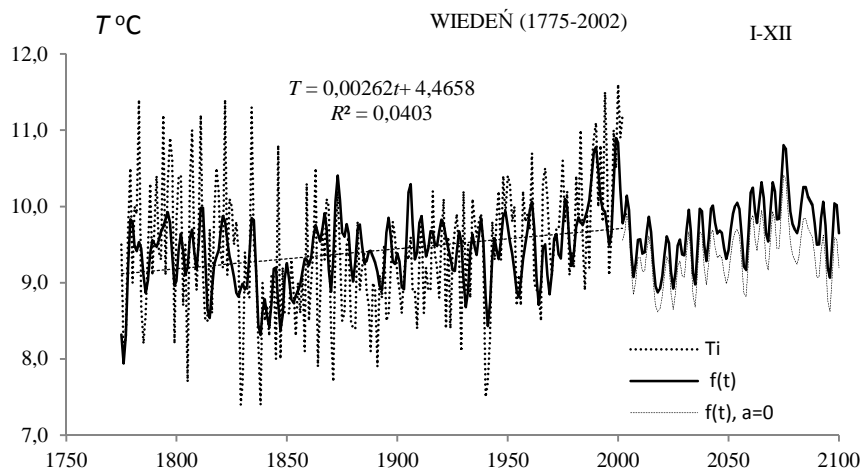
Rys. 41. Zmiany temperatury powietrza w Stambule w latach 1840-2002 – prognoza w 2003-2100 – rok
Fig. 41. Changes of air temperature in Istanbul in the 1840-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year



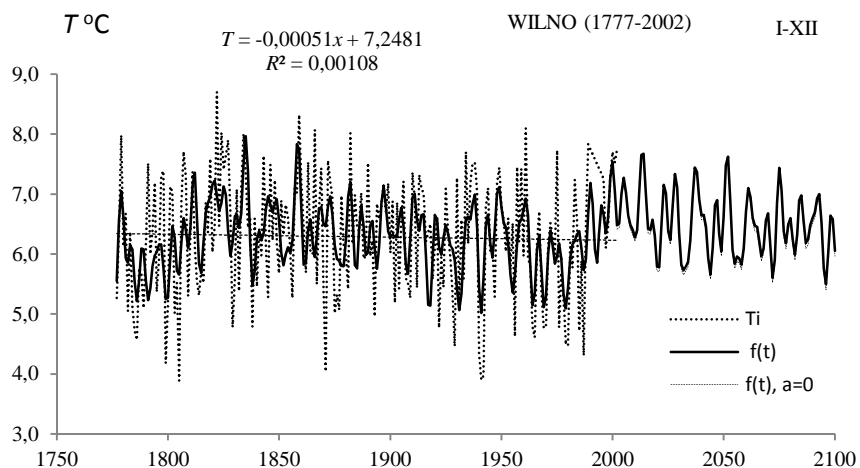
Rys. 42. Zmiany temperatury powietrza w Trondheim w latach 1761-1981– prognoza w 1982-2100 – rok
Fig. 42. Changes of air temperature in Trondheim in the 1761-1981 years forecasts in years 1982-2100 – year



Rys. 43. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1998– prognoza w 2003-2100 – rok
Fig. 43. Changes of air temperature in Warsaw in the 1779-1998 years forecasts in years 2003-2100 – year



Rys. 44. Zmiany temperatury powietrza w Wiedniu w latach 1775-2002– prognoza w 2003-2100 – rok
Fig. 44. Changes of air temperature in Vienna in the 1775-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year



Rys. 45. Zmiany temperatury powietrza w Wilnie w latach 1777-2002 – prognoza w 2003-2100 – rok
Fig. 45. Changes of air temperature in Vilnius in the 1777-2002 years forecasts in years 2003-2100 – year

Najchłodniejsze i najcieplejsze okresy roczne (lata) w niektórych miastach Europy podano w tabelach 28-35.

Tabela 28. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Akureyri (1882-2002) i Anglii Środkowej (1660-1973)
Table 28. The frosty and hot years in Akureyri (1882-2002) and England (1660-1973)

Akureyri				Anglia Środkowa			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1892	0,4	1933	5,9	1740	6,8	1949	10,6
1882	0,7	1939	5,9	1695	7,3	1959	10,5
1885	1,3	1941	5,3	1879	7,4	1733	10,5
1886	1,3	1945	5,2	1855	7,6	1834	10,5
1907	1,5	1934	5,1	1698	7,6	1921	10,5
1918	1,5	1946	4,9	1694	7,7	1779	10,4
1902	1,7	1932	4,8	1692	7,7	1868	10,4
1917	1,7	1938	4,8	1814	7,8	1736	10,3
1979	1,7	1942	4,8	1675	7,8	1828	10,3
1887	1,7	1991	4,7	1688	7,8	1945	10,3

Tabela 29. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Atenach (1858-2002) i w Berlinie (1769-1990)
Table 29. The frosty and hot years in Athens (1858-2002) and in Berlin (1769-1990)

Ateny				Berlin			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1858	1805	1805	1805	1805	6,3	1779	11,1
1882	1799	1799	1799	1799	6,7	1834	10,8
1976	1940	1940	1940	1940	7,1	1822	10,6
1907	1816	1816	1816	1816	7,1	1930	10,5
1949	1814	1814	1814	1814	7,1	1921	10,5
1874	1838	1838	1838	1838	7,2	1794	10,5
1992	1941	1941	1941	1941	7,3	1911	10,5
1875	1771	1771	1771	1771	7,4	1989	10,5
1884	1845	1845	1845	1845	7,4	1990	10,4
1914	1871	1871	1871	1871	7,5	1868	10,3

Tabela 30. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Genewie (1768-1980) i Kijowie (1812-2000)**Table 30.** The frosty and hot years in Geneva (1768-1980) and and Kijow (1812-2000)

Genewa				Kijów			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1805	1832	1832	1832	1832	9,2	1834	13,0
1799	1829	1829	1829	1829	9,3	1822	12,9
1940	1942	1942	1942	1942	9,4	1794	12,9
1816	1871	1871	1871	1871	9,4	1983	12,6
1814	1830	1830	1830	1830	9,5	1797	12,5
1838	1828	1828	1828	1828	9,5	1951	12,4
1941	1893	1893	1893	1893	9,7	1846	12,3
1771	1941	1941	1941	1941	9,7	1791	12,3
1845	1838	1838	1838	1838	9,7	1975	12,3
1871	1912	1912	1912	1912	9,9	1798	12,3
1864	6,9	1788	9,6	1987	6,1	1834	8,7

Tabela 31. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Moskwie (1779-20020) i w Odessie (1821-2002)**Table 31.** The frosty and hot years in Moscow (1779-2002) and Odessa (1821-2002)

Moskwa				Odessa			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1908	1785	1785	1785	1785	5,9	1794	9,8
1893	1871	1871	1871	1871	6,2	1822	9,8
1942	1870	1870	1870	1870	6,2	1834	9,7
1941	1891	1891	1891	1891	6,3	1811	9,7
1956	1805	1805	1805	1805	6,4	1846	9,5
1900	1845	1845	1845	1845	6,4	1807	9,3
1907	1816	1816	1816	1816	6,4	1950	9,2
1789	1838	1838	1838	1838	6,4	1990	9,2
1881	1941	1941	1941	1941	6,5	1967	9,1
1888	1909	1909	1909	1909	6,5	1989	9,1

Tabela 32. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Paryżu (1757-1995) i Pradze (1771-2002)**Table 32.** The frosty and hot years in Paris (1757-1995) and Prague (1771-2002)

Paryż				Praga			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1860	1799	1799	1799	1799	6,2	1794	11,8
1891	1956	1956	1956	1956	6,4	1834	11,7
1845	1996	1996	1996	1996	6,5	1822	11,5
1887	1985	1985	1985	1985	6,6	1811	11,3
1888	1965	1965	1965	1965	6,8	1807	11,2
1879	1987	1987	1987	1987	6,8	1791	11,2
1784	1980	1980	1980	1980	6,9	1801	10,9
1855	1970	1970	1970	1970	6,9	1772	10,8
1789	1963	1963	1963	1963	7,0	1788	10,8
1963	1954	1954	1954	1954	7,1	1806	10,7

Tabela 33 Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Rzymie (1811-1991) i w Stambule (1839-2002)
Table 33. The frosty and hot years in Rome (1811-1991) and Stamboul (1839-2002)

Rzym				Stambuł			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1799	6,2	1794	11,8	1949	12,6	1879	16,4
1956	6,4	1834	11,7	1942	12,8	2001	16,0
1996	6,5	1822	11,5	1920	12,8	1847	16,0
1985	6,6	1811	11,3	1921	13,0	1873	15,8
1965	6,8	1807	11,2	1913	13,1	1966	15,6
1987	6,8	1791	11,2	1943	13,1	1872	15,6
1980	6,9	1801	10,9	1914	13,2	1885	15,6
1970	6,9	1772	10,8	1959	13,2	1994	15,5
1963	7,0	1788	10,8	1933	13,3	1853	15,5
1954	7,1	1806	10,7	1840	13,3	1892	15,3

Tabela 34. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Trondheim (1761-1981) i Wiedniu (1775-2002)
Table 34. The frosty and hot years in Trondheim (1761-1981) and Vienna (1775-2002)

Trondheim				Wiedeń			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1966	2,8	1930	7,2	1829	7,4	2000	11,6
1881	2,9	1934	7,1	1838	7,4	1994	11,5
1900	3,0	1779	6,9	1940	7,5	1783	11,4
1838	3,1	1826	6,8	1805	7,7	1822	11,4
1888	3,2	1937	6,7	1830	7,7	1834	11,3
1784	3,2	1933	6,7	1871	7,7	1794	11,2
1765	3,3	1798	6,6	1941	7,7	1811	11,2
1875	3,3	1819	6,5	1864	7,9	2002	11,2
1902	3,4	1938	6,4	1891	7,9	1990	11,1
1956	3,5	1858	6,3	1845	8,0	1998	11,0

Tabela 35. Najchłodniejsze i najcieplejsze lata w Warszawie (1779-1998) i Wilnie (1777-2002)
Table 35. The frosty and hot years in Warsaw (1779-1998) and Vilnius (1777-2002)

Warszawa				Wilno			
najchłodniejszy		najcieplejszy		najchłodniejszy		najcieplejszy	
1829	4,7	1989	9,8	1805	3,9	1822	8,7
1799	5,2	1990	9,7	1941	3,9	1859	8,3
1785	5,3	1797	9,6	1942	4,0	1961	8,1
1805	5,3	1983	9,6	1871	4,0	1866	8,1
1871	5,4	1934	9,5	1799	4,2	1824	8,0
1803	5,7	1975	9,5	1987	4,3	1882	8,0
1786	5,8	1992	9,4	1940	4,3	1834	8,0
1812	5,8	1994	9,3	1929	4,5	1779	8,0
1838	5,8	1939	9,2	1980	4,5	1827	7,9
1855	5,8	1967	9,2	1979	4,5	1989	7,8

8.8. Ważniejsze wyniki badań

W ciągu ostatniego miliarda lat wystąpiło 6 wielkich epok lodowych: 950, 750, 620, 444, 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 perihelium względem punktu równonocy wiosennej (według teorii Milankoviča, 1930). W ciągu ostatniego miliona lat wystąpiło 10 głównych ochłódzeń 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, 1 380, 1 770, 2 970, 6 080, 12 380 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 najślabszych, wydłużonych (12-13-letnich) cykli aktywności Słońca (1798-1833).

Ochłodzenie to pojawiło się w czasie najślabszego 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 w Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki

$$y = f(t) = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

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 zimie wynoszą one:

Miejscowość	Okres	$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Miejscowość	Okres	$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Miejscowość	Okres	$\Delta T^{\circ}\text{C}$
Warszawa	8,3	1,59	Praga	8,3	1,06	Rzym	7,9	7,9
Kraków	8,3	1,87	Berlin	7,7	1,54	Sztokholm	7,8	7,8
Wrocław	8,3	1,53	Genewa	7,7	7,7	Kopenhaga	7,8	7,8
Lwów	8,3	1,30	Wiedeń	8,3	8,3	Moskwa	7,9	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	Miejscowość	Zima	Lato	Miejscowość	Zima	Lato
Warszawa	113,4	-	Praga	116,3	118,3	Anglia	99,3	102,5
Kraków	90,0	88,0	Bazylea	85,5	87,6	Sztokholm	86,3	89,4
Wrocław	123,0	75,0	Kopenhaga	80,5	89,6	Uppsala	102,8	94,0
Lwów	108,8	74,1	Wiedeń	89,8	-	Insbruck	-	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 – 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 – 92,8); Insbruck (zima – 169,9).

Tendencje temperatury powietrza (A), określono równaniami prostych regresji

$$T = A_0 + At,$$

Tendencje zmian temperatury powietrza w niektórych miastach Europy z rozszerzeniem na miesiące : styczeń, lipiec i rok zestawiono w tab. 36.

Tabela 36. Tendencje zmian temperatury powietrza (A) w niektórych miastach Europy ($^{\circ}\text{C}/100$ lat)
Table 36. The tendency of air temperature (A) in Europe ($^{\circ}\text{C}/100$ lat)

Stacje	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	-0,02
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

Tendencje temperatury powietrza w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – zima ($1,12^{\circ}\text{C}/100$ lat), lato ($-0,06^{\circ}\text{C}/100$ lat); Kraków (1827-1997) – zima ($1,48^{\circ}\text{C}$), lato ($0,31^{\circ}\text{C}$); Lwów (1824-2002) zima ($0,53^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,22^{\circ}\text{C}$); Praga (1771-1990) – zima ($0,25^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,25^{\circ}\text{C}$); Berlin (1769-1990) – zima ($0,32^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,39^{\circ}\text{C}$); Genewa – zima ($0,51^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,40^{\circ}\text{C}$), Wiedeń – zima ($0,69^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,08^{\circ}\text{C}$); Rzym (1811-1969) – zima ($0,04^{\circ}\text{C}$), lato ($-0,10^{\circ}\text{C}$); 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).

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 okresowość 8-letnia, kilkunastoletnia i 106,3-letnia.

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 40 miejscowościach europejskich 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). 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 otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza

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

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05), a_0+at – składnik liniowy. W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą nadal, takie jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

Summary

The last billion years witnessed 6 major ice-ages: 950, 750, 620, 44, 280, 3-2 (quaternary glaciations), reoccurring, on average, every 190 million years. They are the so called “space winters”, assumed to be caused by the Solar System rotation around the centre of our galaxy (galactic year equals ca. 226 million years).

Earth glaciations resulted from the combination of three long cycles: 100 000 years – eccentricity orbit, 42 000 years – surface inclination towards the equator, 21 000 years – location of the perihelion in relation to the spring equinox (according to the Milankovic's theory of 1930) 10 major climate cooling and warming periods occurred within the last million years.

Chronological time sequences of organic matter deposited in the Polish lakes indicate the Holocene climate fluctuations. It may be assumed that the date of Holocene cooling period for Poland is indicated by the minimum organic matter content in the Gościąg lake at the level of 11000-9000. Within the time period from -20 000 to -12 540 years ago, the deposit organic matter content was recreated on the basis of the interference of the following cycles: 50, 230, 360, 390, 540, 590, 1120, 1380, 1770, 2970, 6080, 12380 years.

Reconstruction of ground-level air temperature values for various places on Earth during the last millennium point to the three basic time intervals: "medieval optimum" – 800-1200, "little ice-age" – 1400-1900, and the contemporary warming – from 1900. The last 400 years witnessed three major cooling periods of Earth's climate, with the lowest average global air temperature on the Northern hemisphere occurring around 1600, 1700, 1830. The best known (based on the instrument data) is the last and the biggest cooling period in Europe and Poland (according to the Warsaw and Krakow series.) Let us remember that it occurred during the three weakest, extended (12-13 years) Sun activity cycles (1798-1833.) It came in the weakest 13-year solar spots cycle (1811- 1823), during an absolute century minimum (from 1700.) The last global climate cooling period (also in Poland) unfolded during the intensified volcano activity, after the biggest volcano eruptions: 1803 – Cotopaxi, 1815 – Tambora, 1835 – Cosiguina.

Climate cooling and warming processes are shaped by the fluctuations of solar energy reaching the surface of Earth, which depends on the solar constant and the volcanic ashes content in the atmosphere, absorbing and dispersing solar radiation.

Atmospheric circulation conditions the transport of solar energy in the direction of poles. The energy is mainly stored around equator. Air temperature in Europe (and Poland) is characterised by the cycles of ca. 8, 11, 100 and 180 years. The cycles have been determined using the J. Boryczka's "sine curve regression" method

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

where: Θ – period, b – amplitude, c – phase shift).

Europe (and Poland) mainly features ca. 8-year air temperature periods of large amplitudes $\Delta T = 2b = T_{max} - T_{min}$ (°C.) For winters they are e.g.: Warsaw – 8.3 (1.59°C), Krakow – 8.3 (1.87), Wrocław – 8.3 (1.53), Lwów – 8.3 (1.30), Prague – 8.3 (1.06), Berlin – 7.7 (1.54), Geneva – 7.7 (0.62), Vienna – 8.3 (0.87), Rome – 7.9 (0.30), Stockholm – 7.8 (1.33), Copenhagen – 7.8 (1.24), Moscow – 7.9 years (0.76.) In the summer the periodicity is similar, however, the amplitudes are almost half smaller.

Big role in shaping the climate is played by the long cycles: 102- and 187-year Sun activity period. Analogical periods can be observed in the air temperature measurement series. Ca. 100-year winter periods for air temperature in Europe are as follows: Warsaw – 113.4, Krakow – 90.0, Wrocław – 123.3, Lwów – 108.8, Prague – 116.3, Vienna – 89.8, Bazylea – 85.5, Copenhagen – 80.5, England – 99.3, Stockholm – 86.3, Uppsala – 102.7. Similar periodicity of Ca. 100 years occurs also in the summer: Krakow – 88.0, Wrocław – 75.0, Lwów – 74.1, Prague – 118.3, Vienna – 96.1, Basel – 87.6, Copenhagen – 89.6, England – 102.5, Stockholm – 89.4, Uppsala – 94.0, Innsbruck – 84.6.

The longest measurement series also feature the almost two-way periods, close to the planetary period of 178.9 years, after which the Solar System parameter values reoccur. For instance: Warsaw (winter – 218.3, summer – 208.2), Krakow (winter – 168.3), Lviv (summer – 195.3), Berlin (winter – 218.8), Copenhagen (summer – 211.6), English Midlands (winter – 166.9, summer – 204.6), Stockholm (winter – 184.2), Uppsala (winter – 182.3, summer – 192.8), Innsbruck (winter – 169.9.)

Air temperature tendency (A), calculated for winter using the simple regression equations

$$T = A_0 + At$$

are mainly ascending: Warsaw (1779-1998) – winter (1.12°C/100 years), summer (-0.06 °C/100 years), Krakow (1827-1997) – winter (1.48), summer (0.31), Lwów (1824-2002) – winter (0.53), summer (-0.22), Prague (1771-1990) – winter (0.25), summer (-0.25), Berlin (1769-1990) – winter (0.32), summer (-0.39), Geneva – winter (0.51), summer (-0.40), Vienna – winter (0.69), summer (-0.08), Rome (1811-1969) – winter (0.04), summer (-0.10), Stockholm (1756-1994) – winter (0.86), summer (-0.08), Copenhagen – winter (0.94), summer (0.05), Moscow – winter (1.65), summer (-0.15).

In Europe (and Poland) it is mainly the winters which are getting warmer. It is not known which part of the unfolding warming process is caused by natural factors and which results from the anthropogenic factors. Climate warming of the 19th and 20th Century may have been caused by an increased Sun activity and declining volcanic activity on Earth.

Europe's (and Poland's) climate is mainly influenced by the two major atmospheric pressure centres: Island Low and Azorean High. These two pressure centres, related to temperature amplitudes between the waters of North Atlantic and the land, are negatively inter-correlated (North Atlantic Oscillation, NAO). The NAO indicator between 1825-2000 features the following periodicities: 8 years, dozen years and 106.3 years. The influence of atmospheric circulation on the climate in Poland, also on the daily air temperature amplitude (1971-1995), is a good representation of the circulation types intensity in line with the Osuchowska-Klein classification.

Circulation types of cyclonic features are chiefly characterised by smaller daily air temperature fluctuations than the anti-cyclonic. The biggest daily air temperature amplitudes in the year occur in the anti-cyclonic circulation types: G, D2C. The smallest daily air temperature amplitudes in Poland are noted mainly after the inflow of the following types of northern air: E, CB, E2C and E.

Century variability of winters and years in the 40 European cities was characterised comparing the 10 frostiest and mildest winters (averages from XII, I, II) and the 10 warmest and coldest years (averages from VI, VII, VIII chart.1-40).

The frostiest winter in Poland occurred in 1830 (Warsaw – -9.8°C, Krakow – -10.3, Wrocław – -10.3). Frosty were also winters of the following years: 1963 (Warsaw – -9.5, Krakow – -6.9, Wrocław – -8.4), 1929 (Warsaw – -7.9, Krakow – -7.7, Wrocław – -7.1) and 1940 (Warsaw – -8.8, Krakow – -7.4, Wrocław – -7.1.) The mildest winters occurred in the last decade of the 20th Century: Warsaw – 1990 (2.3°C), 1989 (1.9), Krakow – 1975 (2.2), 1990 (1.9), Wrocław – 1990 (3.2), 1998 (2.8). The warmest summer periods were in: 1811 – 21.4°C, 1992–20.0°C and 2002– 19.8°C.

Reconstructions and forecasts have been obtained on the basis of interferences of the detected air temperature cycles

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

where: Θ_j , b_j , c_j are the parameters of the statistically vital cycles (at the importance level of 0.05). It has been assumed in forecasts that the extremes of the determined cycles of large (importance) amplitudes will continue to reoccur, as in the 18th and 20th Century. According to these forecasts, 21th. Century is likely to witness a cooling process with an increasing number of frosty winters.

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, ss. 297. (zmieniony)

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 (zmieniony)

IX. WPŁYW AKTYWNOŚCI SŁOŃCA (OBSERWOWANEJ Z ZIEMI) NA CYKL ROCZNY TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE (1951-2010)

Wprowadzenie

Cykle dobowy i roczny temperatury powietrza są wywołane ruchem obrotowym i obiegowym Ziemi dookoła Słońca – zmianą dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Przebieg roczny średniej dobowej temperatury powietrza dobrze opisuje sinusoida regresji o okresie $\Theta = 365.25$ dni. Występują nieregularnie kilkudniowe ochłodzenia i ocieplenia, spowodowane zmianą kierunku napływu (adwekcji) powietrza nad obszar Polski. Te krótkotrwałe ocieplenia i ochłodzenia (*fale ciepła i chłodu*) w odniesieniu do sinusoidy regresji średniego przebiegu rocznego temperatury powietrza z 60 lat (1951-2010) i ich przyczyny były już analizowane na przykładzie Warszawy w publikacjach zespołu autorów (Stopa-Boryczka M. i in., 2011a, 2011b, 2012, 2014).

Wpływ aktywności Słońca na temperaturę powietrza w Europie (i Polsce) w przebiegu wieloletnim wykazano najpierw – w podrozdziale 9.1.

Rozdział ten jest próbą udowodnienia tezy, że cykl roczny temperatury powietrza w kolejnych 365 (366) dniach roku (na przykładzie Warszawy) jest deformowany przez aktywność Słońca.

Celem pracy jest określenie zależności średnich dobowych 60-letnich wartości temperatury powietrza (T) oraz najniższych (T_{\min}) i najwyższych (T_{\max}) wartości temperatury powietrza w kolejnych dniach roku (1951-2010) od aktywności Słońca. Jest nim wykazanie synchronicznych zmian i istotnej korelacji temperatury powietrza (T – średniej dobowej, T_{\min} – najniższej, T_{\max} – najwyższej) w kolejnych dniach roku w 60-leciu i liczb Wolfa (W – średnich dobowych, W_{\max} – maksimum dobowych)

Istotne jest także określenie cyrkulacyjnych uwarunkowań tej zależności, tj. wykazanie fazowej zgodności (synchroniczności) wahań aktywności Słońca i Oscylacji Północnoatlantycznej: średniej dobowej 60-letniej (NAO), najniższej NAO_{\min} i najwyższej (NAO_{\max}) w kolejnych dniach roku

Problem polega na sprawdzeniu, czy okresy zmian temperatury powietrza w Warszawie, NAO i aktywności Słońca mają zbliżoną długość, a ekstrema sinusoid regresji i wielomianów regresji (ich pierwiastki) przypadają w przybliżeniu na te same dni. Ważna jest też ocena wiarygodności współczynników korelacji temperatury powietrza: T , T_{\min} , T_{\max} z liczbami Wolfa W , W_{\max} (z zastosowaniem testów statystycznych).

Okresy badanych zmiennych o długościach w przedziale 1-365,25 dni wyznaczono metodą sinusoid regresji J. Boryczki J. Boryczki (2010). Zastosowano też analizę regresji wielokrotnej, wyznaczając wielomiany regresji 2. i 3. stopnia względem czasu. Oceniono istotność statystyczną współczynników korelacji zwykłej i korelacji wielokrotnej z zastosowaniem testów Studenta i Fishera-Snedecora.

Materiały źródłowe obejmują: codzienne wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1951-2010 – z archiwum PIHM i Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz z bazy danych ze strony internetowej European climate Assessment and Dataset (ECA&D), codzienne liczby Wolfa z kolejnych dni 1951-2013 – z Internetu <http://sidc.oma.be/data/index.html>; <http://sidc.oma.be/sunspot-data/dailyssn.php>; daily total sunspot number, dayssn_import.txt. Średnie roczne liczby Wolfa z lat 1700-1748 pochodzą z publikacji (Reznikov, 1982) oraz codzienne wartości wskaźnika Oscylacji

9.1. Wpływ aktywności Słońca na wahania wiekowe temperatury powietrza na Ziemi

Aktywność Słońca w latach 1700-2010 cechuje się cyklicznymi wahaniami od kilku lat do około 180 lat. W widmie średnich rocznych liczb Wolfa wykryto metodą sinusoid regresji istotne statystycznie cykle. Okresy Θ_j , amplitudy b_j i fazy c_j wyznaczonych cykli w latach 1749-2010 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 1749-2010 i *1700-2010,
Table 1. Periods Θ , amplitudes b and phases c of Wolf number cycles in the years 1749-2010 and *1700-2010

Θ	b	c	R	F_{obl}	Θ	b	c	R	F_{obl}
8,5	11,02	0,2389	0,189	4,775	30,1	4,572	1,6251	0,098	1,254
10,0	24,158	2,3963	0,399	24,451	41,1	7,131	-1,5085	0,158	3,299
11,0	30,237	1,0218	0,500	43,089	51,8	8,819	-1,4532	0,170	3,865
11,8	17,859	-2,6703	0,273	10,399	66,4	7,792	2,6537	0,164	3,580
14,1	6,411	1,9267	0,142	2,654	103,3	16,334	1,6550	0,279	10,972
21,2	7,001	-0,4033	0,133	2,336	*184,1	7,398	-2,7499	0,217	7,589

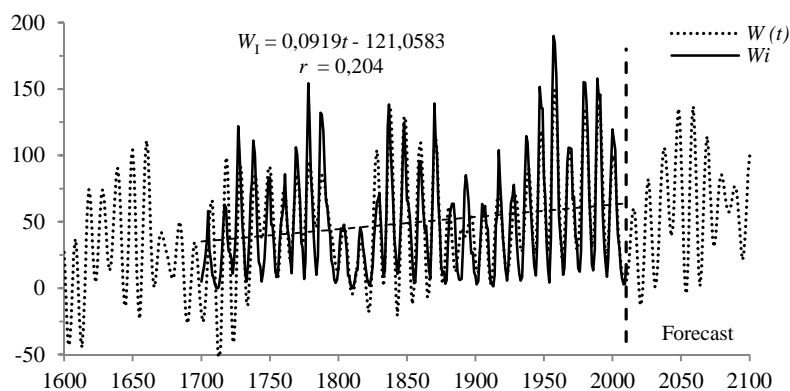
Największą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywa cykl 11-letni aktywności Słońca (najpierw zauważony w przypadku szerokości słoju drzew) o największej amplitudzie $b = 30,237$ ($R = 0,500$) oraz istotne (na poziomie $< 0,05$) cykle najdłuższe: 103,3 lat i 184,1 lat o amplitudach $b = 16,334$ ($R = 0,279$) i $b = 7,398$ ($R = 0,217$).

Interferencję tych 12 cykli aktywności Słońca (Θ) ze składnikiem liniowym $a_0 + at$ opisuje wzór empiryczny (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,876$):

$$W(t) = -108,276943 + 0,083769t + \\
+ 11,013533 \sin(0,248425 + 2\pi t/8,5) + 24,122916 \sin(2,393189 + 2\pi t/10,0) + 30,317089 \sin(1,019944 + 2\pi t/11,0) + \\
+ 17,976641 \sin(-2,665808 + 2\pi t/11,8) + 6,466740 \sin(1,957786 + 2\pi t/14,1) + 6,939187 \sin(-0,541929 + 2\pi t/21,2) + \\
+ 4,717930 \sin(1,588642 + 2\pi t/30,1) + 7,342614 \sin(-1,613581 + 2\pi t/41,1) + 8,928971 \sin(-1,479890 + 2\pi t/51,8) + \\
+ 7,468712 \sin(2,626765 + 2\pi t/66,4) + 17,290691 \sin(1,528724 + 2\pi t/103,3) + 9,405199 \sin(-2,733355 + 2\pi t/184,1)$$

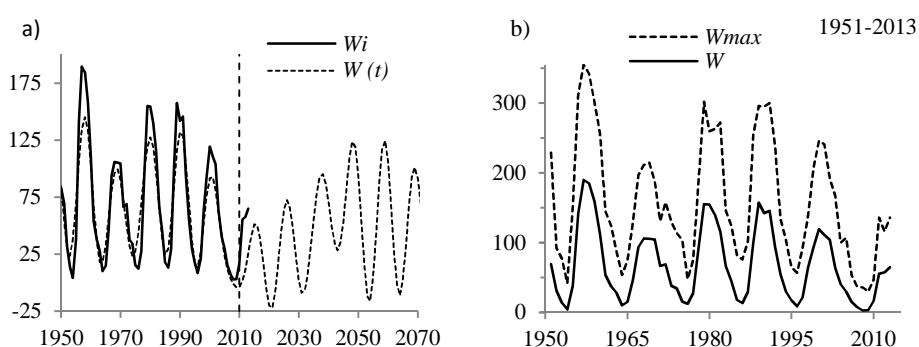
Zmiany aktywności Słońca w latach 1600-2100 – według interferencji cykli (tab. 1) o tendencji rosnącej 9,19/100 lat w przedziale 1700-2010 przedstawiono na rys. 1.

Przedstawiono też średnie roczne (W) i największe dobowe (W_{max}) liczby Wolfa w latach 1951-2013 (rys. 2).



Rys. 1. Zmiany aktywności Słońca W (liczb Wolfa) w latach 1600-2100 – z rekonstrukcją w latach 1600-1748 i prognozą na lata 2011-2100

Fig. 1. 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



Rys. 2. Zmiany aktywności Słońca (liczb Wolfa) w latach 1950-2067, a) W_i – zmierzone, $W(t)$ – prognozy,

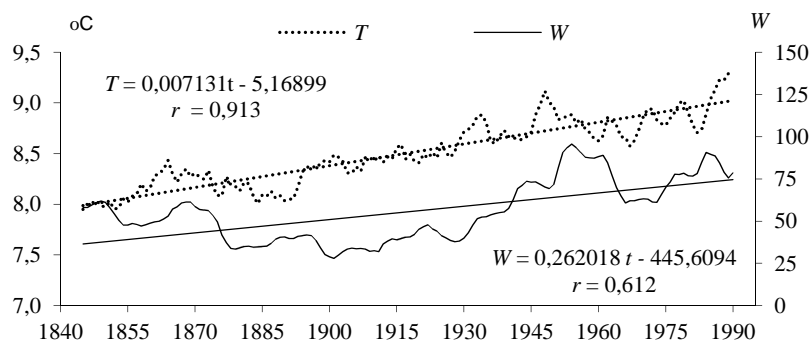
b) W – średnie dobowe i W_{max}

Fig. 2. Changes in solar activity (Wolf numbers) in the years 1950-2067, a) W_i – measured, $W(t)$ – forecast,

b) W – daily mean, and W_{max}

Aktywność Słońca ma duży udział w zmianach klimatu Ziemi w XIX-XXI wieku. Świadczą o tym np. synchroniczne zmiany średnich rocznych (ruchomych 11-letnich) liczb Wolfa i średniej temperatury powietrza w Europie w latach 1840-1994 – z 10 miast (Paryż, Berlin, Sztokholm, Warszawa, Kraków, Praga, Wiedeń, Tallin, Bazylea i Oksford) (rys. 3). Tendencje średnich rocznych liczb Wolfa (26,2/100 lat) i średniej rocznej temperatury powietrza (0,713 °C/100 lat) – przestrzennej z 10 miejscowości w Europie w latach 1840-1994, określone równaniami prostych regresji są rosnące (współczynniki korelacji $r = 0,612$ i $r = 0,913$ są istotne według testu t Studenta na poziomie 0,01, $t_{obl} = 27,298$, $t_{obl} = 29,069$).

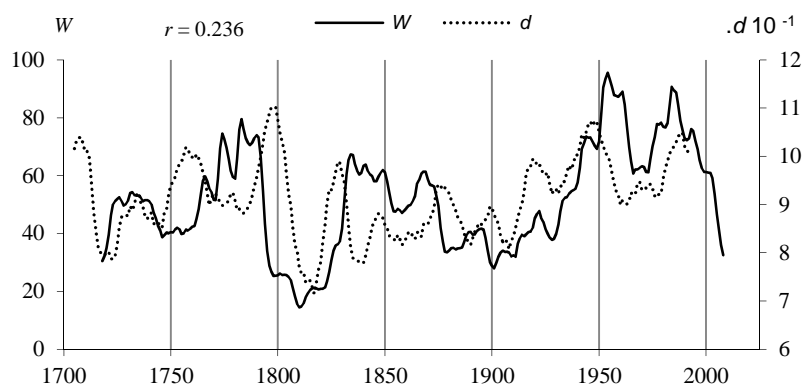
Druga połowa XX wieku cechuje się dużym ociepleniem z minimum lokalnym w latach sześćdziesiątych, zbliżonym do minimum lokalnego aktywność Słońca.



Rys. 3. Zmiany średniej rocznej temperatury powietrza T (z 10 miast) w Europie (T) i aktywności Słońca (liczb Wolfa W) w latach 1840-1994

Fig. 3. Changes of annual mean air temperature T (widths of 10 city) in Europe and solar activity (Wolf numbers) in years 1840-1994

O wpływie aktywności Słońca na klimat Europy (i Polski) świadczą również np. synchroniczne wahania średniej szerokości słoików (d) pięciu drzew (1 sosna, 3 świerki i 1 modrzew) rosnących w Europie i liczb Wolfa (W) w latach 1700-2013 (rys. 4). W tym przypadku są to drzewa: *Pinus silvestris* (Fortfjordalen, Norwegia, 1877-1994); *Picea abies* (Falkenstein, Niemcy, 1540-1995; Fodara Vedla, Włochy, 1598-1990; Stonnglandes, Norwegia, 1403-1997) and *Larix decidua* (Pinega, Rosja, 1578-1990). Współczynnik korelacji $r = 0,236$ między średnią szerokością słoików drzew (d) i liczbami Wolfa (W) jest istotny na poziomie 0,01 ($r > r_{0,01}$)



Rys. 4. Synchroniczne wahania średniej szerokości słoików 5 drzew rosnących w Europie i liczb Wolfa w latach 1700-2013 (średnie ruchome 11-letnie), współczynnik korelacji $r = 0.236$

Fig. 4. Synchronous fluctuations of the average tree ring widths of 5 trees growing in Europe and Wolf numbers in the years 1700-2010 (average values for consecutive 11-year periods, correlation coefficient $r = 0.236$)

9.2. Cykl roczny aktywności Słońca (liczb Wolfa) według obserwacji z Ziemi

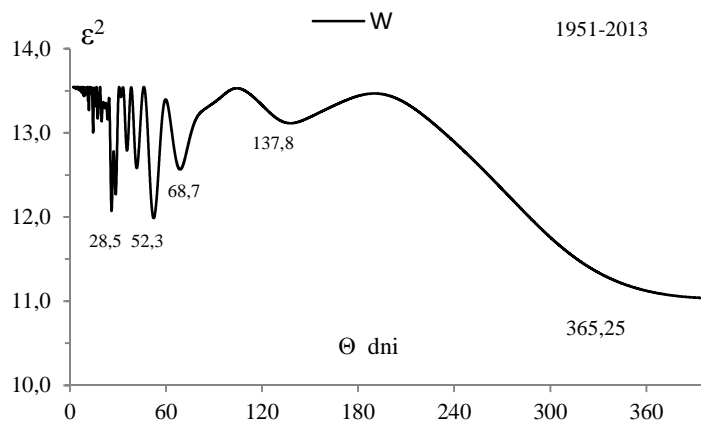
Ruch obiegowy Ziemi dookoła Słońca (365,25 dni) i ruch obrotowy Słońca wokół jego osi, nachylonej pod kątem $82^{\circ}45'$ do płaszczyzny ekliptyki (o nachyleniu równika $7^{\circ}15'$) powodują zmiany roczne liczby plam słonecznych obserwowanych z Ziemi (liczb Wolfa), tj. aktywności Słońca.

Okres obrotu Słońca wynosi 25,04 dni na równiku i 31 dni w pobliżu biegunów. W ciągu 365,25 dni występuje 14,587 obrotów Słońca (na równiku) i 11,782 obrotów (w pobliżu biegunów). Przyczyną cyklu rocznego aktywności Słońca (liczby plam na Słońcu) są więc zarówno zmiany aktywności Słońca spowodowane procesami fizycznymi zachodzącymi na jego powierzchni (w cyklu 11-letnim i 22-letnim), jak też wynikające z przesuwającej się coraz innej części powierzchni Słońca (tarczy) skierowanej ku Ziemi w kolejnych dniach roku.

Nie można też pominąć udziału w cyklu rocznym (i w cyklach krótszych) liczb Wolfa planet, położonych blisko Słońca, o okresach obiegu: Merkury – 88,025 dni, Wenus – 224,629 dni (o nachyleniu równików $7^{\circ}0'$ i $3^{\circ}24'$ do płaszczyzny ekliptyki), i obieg dalszych planet. Na liczbę plam słonecznych mogą wpływać także planetoidy obiegające Słońce w czasie 3,3 - 6 lat po orbitach o nachyleniu $9^{\circ}54'$ (Reznikov, 1982).

Zmiany zachodzące na Słońcu (promieniowania krótkofalowego i pola magnetycznego plam słonecznych) odgrywają dużą rolę w kształtowaniu zmian klimatu Ziemi. Przenoszone są one na Ziemię poprzez jonosferę, warunkując cyrkulację atmosferyczną – ruch cyklonów i antycyklonów, głównie w początkowej fazie ich rozwoju (Rakipowa, 1960). O wpływie aktywności Słońca na cyrkulację atmosferyczną (na dystrybucję ciepła na Ziemi) świadczą analogiczne cykle cyrkulacji (wschodniej, zachodniej, południkowej) i liczb Wolfa.

W widmie średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013 jest obecny cykl o okresie $\Theta = 365,25$ dni (rys.5)



Rys. 5. Widm dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013
Fig. 5. Spectrum of daily Wolf numbers (W) in years 1951-2013

W widmie średnich dobowych wieloletnich liczb Wolfa w latach 1951-2013 są obecne cykle krótsze: 28,5, 52,3, 68,7 i 137,8 dni.

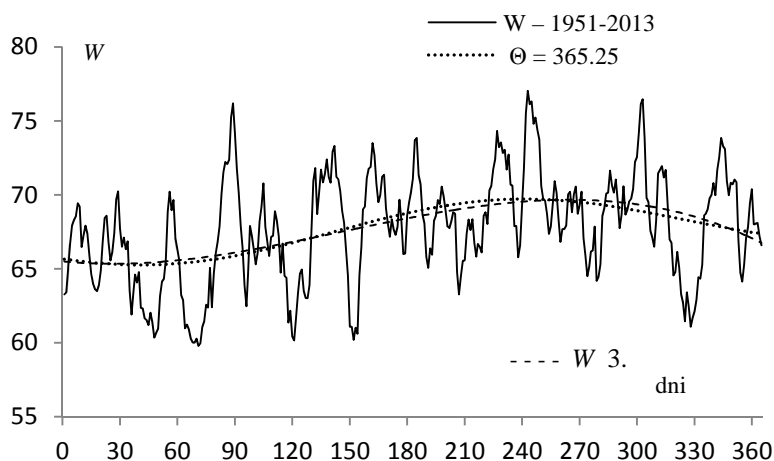
Są one prawdopodobnie także wywołane ruchem obrotowym Słońca wokół jego osi (od 25,04 do 31 dni i ruchem obiegowym Ziemi wokół Słońca).

Przebieg roczny liczb Wolfa – średnich dobowych (W) i maksimum (W_{\max}) z kolejnych 365,25 dni w latach 1951-2013 oraz podczas maksimum wiekowego w roku 1957 (W_{1957}) dobrze opisują równania sinusoid regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni (rys. 6-8).

	R	F_{obl}
$W_{1951-2013} = 66,832 + 0,00466t + 1,776792 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t - 2,431845\right)$	0,433	41,65
$W_{\max} = 237,200678 + 0,037789t + 12,604851 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t + 2,737850\right)$	0,385	31,41
$W_{1957} = 143,7272 + 0,253852t + 9,220820 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t + 2,470407\right)$	0,579	91,02

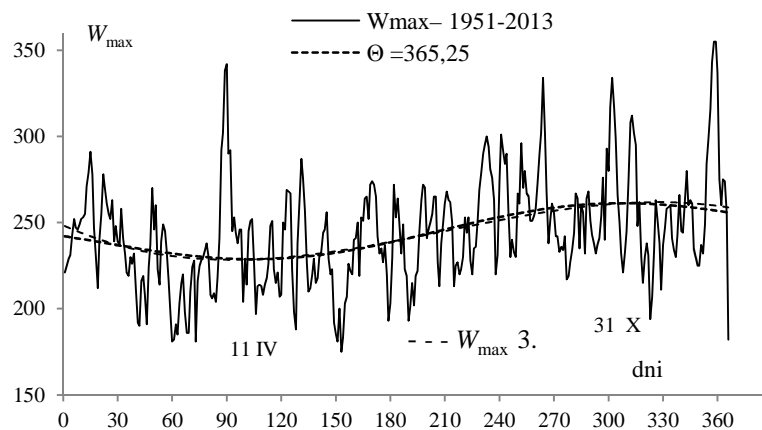
Współczynniki korelacji: $W_{1951-2013} - R = 0,433$, $W_{\max} - R = 0,385$, $W_{1957} - R = 0,579$ są istotne na poziomie 0,01, ponieważ wartości testu Fishera- Snedecora F_{obl} są znacznie większe od wartości krytycznej $F_k = 4,67$ ($n=365$).

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 (rys. 6). Natomiast ekstrema sinusoidy cyklu rocznego maksimum liczb Wolfa (W_{\max}) w kolejnych dniach w latach 1951-2013 przypadają na dni: minimum (228,742) – 11 IV, a maksimum (261,236) – 31 X.



Rys. 6 Przebieg roczny średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2013

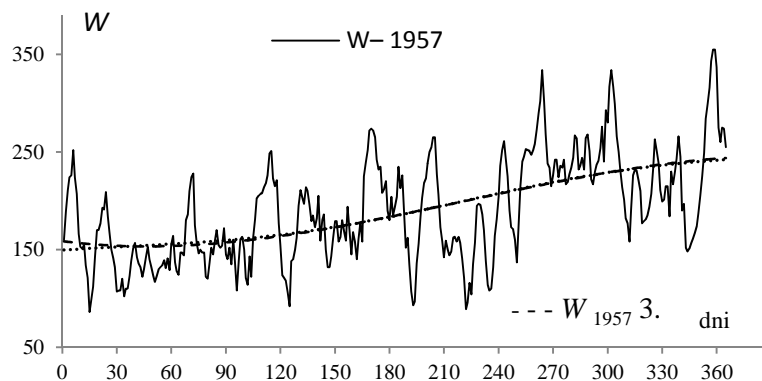
Fig. 6. Annual course of daily mean Wolf numbers (W) in 1951-2013 years



Rys. 7. Przebieg roczny aktywności Słońca – maksimumów dobowych liczb Wolfa (W_{\max}) (1951-2013)

Fig. 7. Annual course of solar activity, daily maximum Wolf numbers (W_{\max}) (1951-2013)

Na przykład podczas maksimum wiekowego plam słonecznych w roku 1957 liczby Wolfa w ciągu roku zmieniały od 86 do 355 – o tendencji rosnącej 0,28/doba (rys. 7).



Rys. 8. Przebieg roczny aktywności Słońca (liczb Wolfa) w roku 1957

Fig. 8. Annual course of solar activity (Wolf numbers) in 1957 year

Wielomiany regresji 3. stopnia względem czasu t , aproksymujące przebieg roczny liczb Wolfa: średnich dobowych (W) i maksimumów (W_{\max}) z kolejnych dni w latach 1951-2013 oraz codzienne liczby Wolfa (W_{1957}) w roku 1957 (podczas maksimum wiekowego) zestawiono niżej. Cechują się one również istotnymi na poziomie 0,01 współczynnikami korelacji wielokrotnej (R) – odpowiednio 0,420; 0,387; 0,340.

		R	F_{obl}
1951-2013	$W(t) = -0,000001t^3 + 0,000278t^2 - 0,013249t + 65,505667$	0,420	92,05
1951-2013	$w_{\max} = -0,000005t^3 + 0,003286t^2 - 0,476475t + 248,468796$	0,387	82,16
1957	$W_{1957} = -0,000004t^3 + 0,002888t^2 - 0,240920t + 158,686288$	0,340	69,39

Wykresy wielomianów regresji 3. stopnia prawie pokrywają się z sinusoidami regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni. Ekstrema wielomianów regresji (pierwiastki) przypadają na te same dni jak w przypadku sinusoid cyklu rocznego (rys.5, 6, 7).

9.3. Ochłodzenia i ocieplenia w Warszawie w kolejnych latach 1951-2010

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego nad Atlantykiem: Niz Islandzki i Wyż Azorski, które są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. Przy dużej południkowej różnicy ciśnienia, tj. dużym gradiencie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze nad Atlantyku napływa z zachodu na wschód – nad obszar Europy (i Polskę). Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Nizu 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 składową południkową $(-\frac{\partial p}{\partial \varphi})$ gradientu ciśnienia atmosferycznego (p). Jako

miarę południkowego gradientu ciśnienia przyjęto wskaźnik *NAO*, 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).

Przebiegi roczne temperatury powietrza średniej wieloletniej dobowej (T) oraz średnich dobowych najniższych (T_{\min}) i najwyższych (T_{\max}) wybranych spośród kolejnych dni roku z 60 lat 1951-2010 przedstawione na wykresie są zbliżone do sinusoid o okresie 365,25^d (rys. 9).

Fale chłodu i ciepła opisano, stosując przekształcenie algebraiczne codziennych 60-letnich średnich dobowych wartości temperatury powietrza:

$$\varepsilon_i = \Delta T_i = T_i - f(t_i)$$

gdzie: T_i – średnie dobowe wartości zmierzone, $f(t_i)$ – wartości obliczone z równania sinusoidy regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni.

Przebieg roczny codziennych 60-letnich wartości temperatury powietrza: średnich wieloletnich (T) oraz średnich dobowych najniższych (T_{\min}) i najwyższych (T_{\max}) w Warszawie w latach 1951-2010 opisują sinusoidy o okresie $\Theta = 365,25$ dni: T , T_{\min} i T_{\max} (rys. 9):

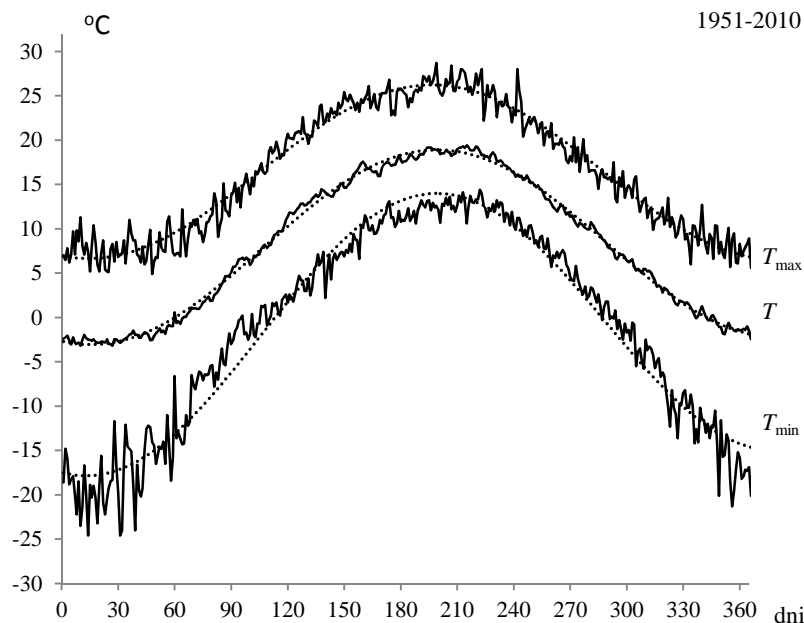
$$T = f(t) = 7,6773 + 0,002239t + 10,767682 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 1,845735\right),$$

$$T_{\min} = f_1(t) = -2,7659 + 0,007865t + 15,190194 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 1,825587\right),$$

$$T_{\max} = f_2(t) = 16,4562 - 0,000200t + 9,807196 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 1,810522\right),$$

Cechują się one wyjątkowo dużymi wartościami współczynnika korelacji wielokrotnej ($R = 0,997$; $R = 0,979$; $R = 0,980$) – istotnymi na poziomie $< 0,01$.

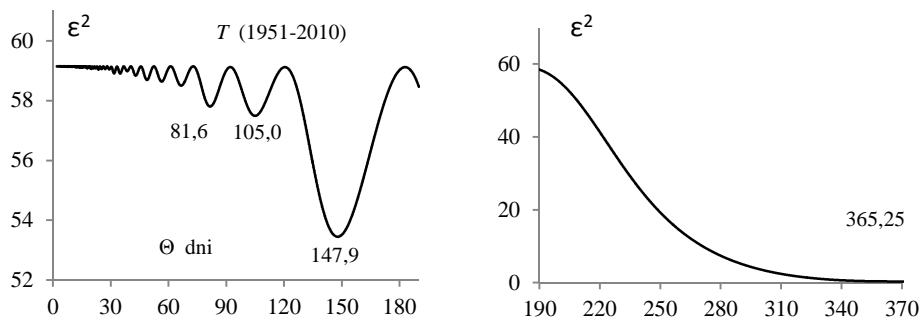
Zakres wahań w cyklu $\Theta = 365,25$ dni wynosi: średniej wieloletniej dobowej temperatury powietrza (T) $21,54$ °C, temperatury dobowej najniższej (T_{\min}) $30,38$ °C i najwyższej (T_{\max}) $19,61$ °C.



Rys. 9. Przebieg roczny temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010), T – średnia dobowa, T_{\min} – średnia dobowa najniższa, T_{\max} – średnia dobowa najwyższa w okresie 60 lat

Fig. 9. Annual course of air temperature in Warsaw (1951 – 2010), T – daily mean, T_{\min} – lowest, T_{\max} – highest in the 60-year period

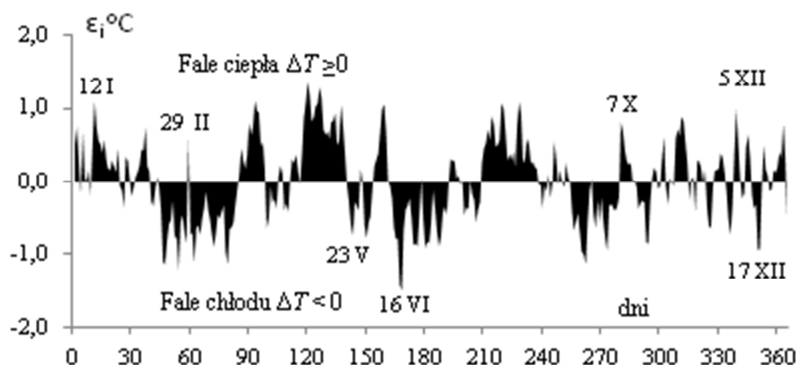
W widmie średniej wieloletniej dobowej temperatury powietrza (T) w Warszawie są obecne okresy Θ krótsze $147,9$, $105,0$ i $81,6$ dni od cyklu rocznego $\Theta = 365,25$ dni (rys. 10).



Rys. 10 Widmo średniej dobowej wieloletniej temperatury powietrza (T) w Warszawie (1951-2010)

Fig. 10. Spectrum of daily meant air temperature (T) in Warsaw (1951-2010)

Fale chłodu ($\Delta T < 0$) i ciepła ($\Delta T \geq 0$) dobrze charakteryzują odchylenia $\Delta T = \varepsilon_i = T_i - f(t_i)$ (reszty ε_i) średnich wartości zmierzonej temperatury powietrza T_i od odpowiednich punktów sinusoidy regresji $f(t_i)$ o okresie 365,25 dni (rys. 11).



Rys. 11 Fale ciepła i chłodu w Warszawie (1951-2010), $\Delta T = T - f(t)$ – odchylenia średniej wieloletniej dobowej temperatury (T) od sinusoidy regresji $f(t)$ – w okresie 60 lat

Fig. 11. Warm and cold waves in Warsaw (1951-2010), $\Delta T = T - f(t)$ – deviations of daily mean air temperature (T) from regression sinusoid $f(t)$ – in the 60-year period

Te wzrosty i spadki temperatury w różnych odstępach czasu, które powtarzają się z większą lub mniejszą regularnością, wskazują kilkudniowe ochłodzenia i ocieplenia – tzw. fale chłodu i ciepła. Najbardziej znaną falą chłodu z 12-14 maja są *zimni ogrodnicy* (Pankracy, Serwacy, Bonifacy) czy też z 15 maja – *zimna Zośka*. Te duże spadki temperatury przynoszą masy powietrza arktycznego, napływające z wyżu rozbudowanego nad Skandynawią.

Letnie fale chłodu i towarzyszące im opady są związane z adwekcją powietrza polarnego morskiego wraz z cyrkulacją zachodnią i północno-zachodnią (Kossowska-Cezak, 1994). Fale chłodu latem (*monsun europejski*) występują przeważnie przy dodatnich wartościach wskaźnika *NAO* (tj. równoleżnikowej adwekcji powietrza nad Atlantyku) bądź też przy niewielkich ujemnych wartościach wskaźnika *NAO*, odpowiadających napływowi powietrza z północo-zachodu.

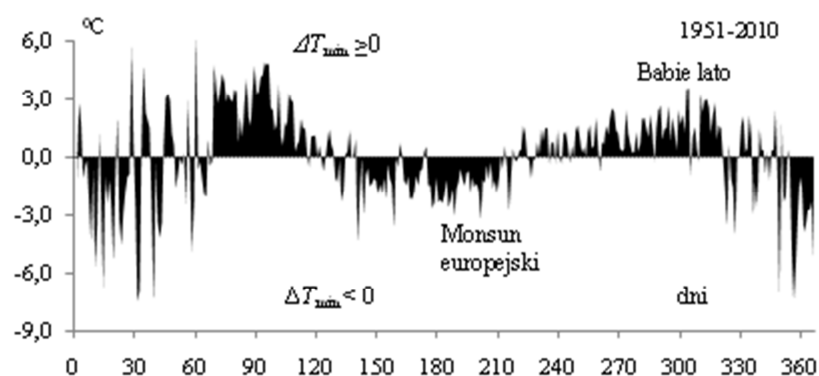
W środkowej Europie pod koniec września i w pierwszej połowie października charakterystyczne są okresy ociepleń, którym towarzyszy słoneczna i bezwietrzna pogoda (wyżowa), z unoszącymi się nitkami pajęczyny (*babie lato*). Fale ciepła dobrze opisują odchylenia dodatnie ($\Delta T_i \geq 0$) średnich dobowymi wartości temperatury T_i od obliczonych z równania sinusoidy regresji $f(t_i)$ o okresie 365,25 dni. Największe ocieplenia przypadają średnio na dni 7 i 21 października.

Grudniowe fale ciepła i chłodu znalazły odbicie w przysłowiu *Święta Barbara po wodzie* (4 XII), *Boże Narodzenie po lodzie* (25 XII) lub w jego odwrotności.

Na przykład, od 5 do 8 grudnia średnia temperatura spada o 1,6 °C (od 1,3 do -0,3 °C), a od 10 do 12 stycznia wzrasta o 1,3 °C (od -3,2 do -1,9 °C).

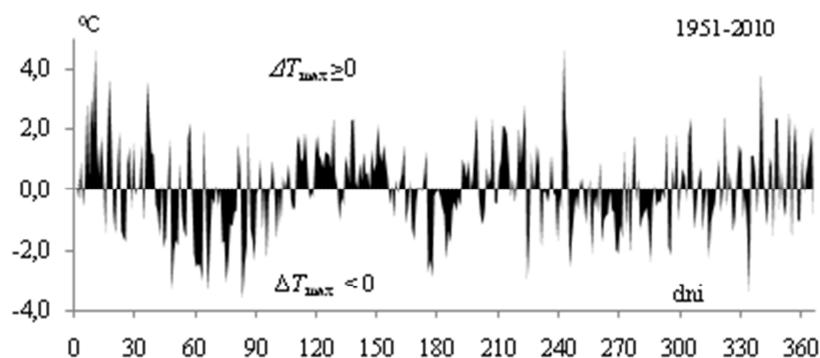
Najwyższe średnie dobowe wartości temperatury T_{\max} z kolejnych dni (z 60 lat 1951-2010) są silnie skorelowane z wartościami najniższymi T_{\min} . Współczynnik korelacji $r = 0,951$), a prosta regresji ma równanie $T_{\max} = 0,602T_{\min} + 17,21$

Odchylenie najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{\min} = T_{\min} - f_1(t)$ i najwyższych $\Delta T_{\max} = T_{\max} - f_2(t)$ od sinusoid regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni przedstawiono na rys. 12-13.



Rys. 12. Przebieg roczny odchyleń (ΔT_{\min}) najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) od sinusoidy $f_1(t)$ w Warszawie (1951-2010) – w okresie 60 lat

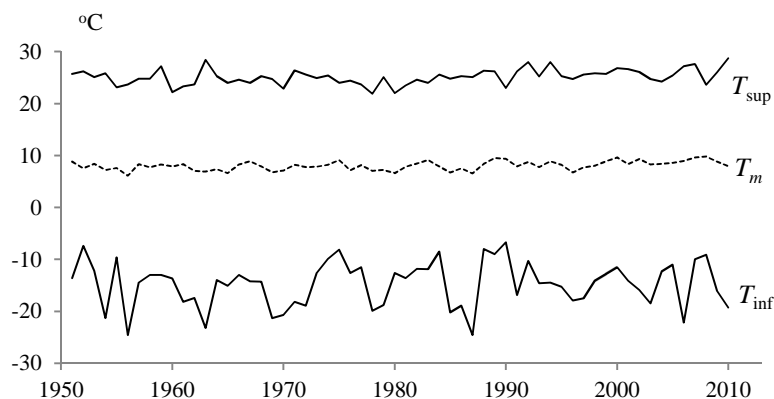
Fig. 12. Annual course of deviations (ΔT_{\min}) the lowest of air temperature (T_{\min}) from sinusoid $f_1(t)$ in Warsaw (1951- 2010) – in the 60-year period



Rys. 13. Przebieg roczny odchyleń (ΔT_{\max}) najwyższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (T_{\max}) w Warszawie (1951-2010) – w okresie 60 lat od sinusoidy $f_2(t)$

Fig. 13. Annual course of deviations (ΔT_{\max}) the highest values air temperature (T_{\max}) in Warsaw (1951 – 2010) – in the 60-year period from sinusoid $f_2(t)$

Średnie roczne (T_m) oraz najniższe spośród (T_{\inf}) i najwyższe spośród (T_{\sup}) średnie dobowe wartości temperatury powietrza w Warszawie w kolejnych latach 1951, 1952, ..., 2010 przedstawia rys. 14. Zakres wahań najniższych średnich dobowych wartości (T_{\inf}) temperatury powietrza w roku jest znacznie większy niż wartości najwyższych (T_{\sup}).



Rys. 14. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1951-2010, T_m – średnia roczna, T_{inf} – najniższa w roku i T_{sup} – najwyższa w roku
Fig. 14. Changes of air temperature in Warsaw in years 1951-2010, T – annual mean, T_{inf} – the lowest in the year and the T_{sup} – highest in the year

9.4. Cykl roczny wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1951-2010)

Zmiany roczne codziennych wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1951-2010, tj. średniej dobowej (T) oraz średnich dobowych najniższych (T_{mn}) i najwyższych (T_{mx}) z kolejnych 365 dni w ciągu 60 lat są podobne do zmian rocznych wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej – średniej dobowej (NAO) oraz najniższych (NAO_{min}) i najwyższych (NAO_{max}) codziennych (wieloletnich) wartości (rys. 15). Powodują one pojawianie się w pewnych odstępach czasu kilkudniowych ociepleń i ochłodzeń (fal ciepła i chłodu).

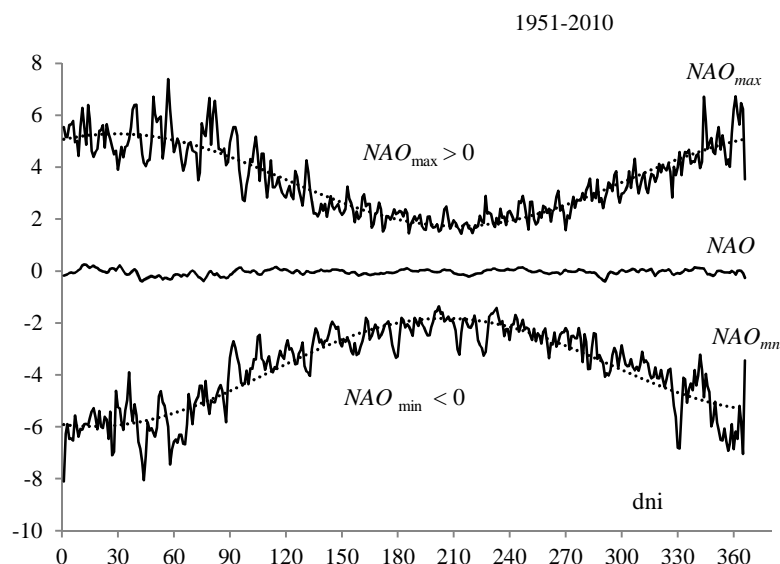
Świadczą o tym przebiegi roczne wskaźników NAO , NAO_{max} i NAO_{min} , zbliżone do sinusoid regresji:

$$NAO = -0,033666 - 0,000052 t + 0,03856591 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 848821\right)$$

$$NAO_{min} = -4,085093 + 0,001626 t + 1,931304 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 1,910102\right)$$

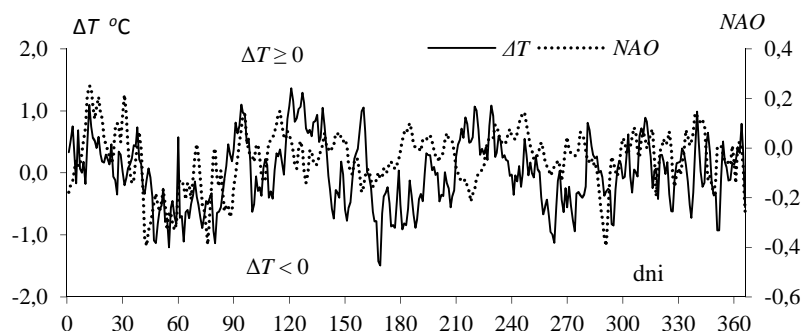
$$NAO_{max} = 3,5043 - 0,000052 t + 1,778929 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t + 1,067360\right)$$

o okresie – $\Theta=365,25^d$, amplitudach ($2b$) – 0,077, 3,862, 3,558, wyznaczone na podstawie 365 (366) wartości z kolejnych dni, z długiego okresu 60 lat. Ich współczynniki korelacji wielokrotnej ($R = 0,207$; $R = 0,466$; $R = 0,345$) są istotne (na poziomie 0,01, ponieważ statystyki testu Fishera-Snedecora ($F_{obl} = 8,100$; $F_{obl} = 50,21$; $F_{obl} = 24,45$) są większe od wartości krytycznej $F_k=4.67$).



Rys. 15. Przebieg roczny wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1951-2010), NAO – średnia dobowa, NAO_{min} – najniższa i NAO_{max} – najwyższa w okresie 60 lat
Fig. 15. Annual course of North Atlantic Oscillation index (1951 – 2010), NAO – daily mean, NAO_{min} – the lowest and NAO_{max} – the highest in the 60-year period

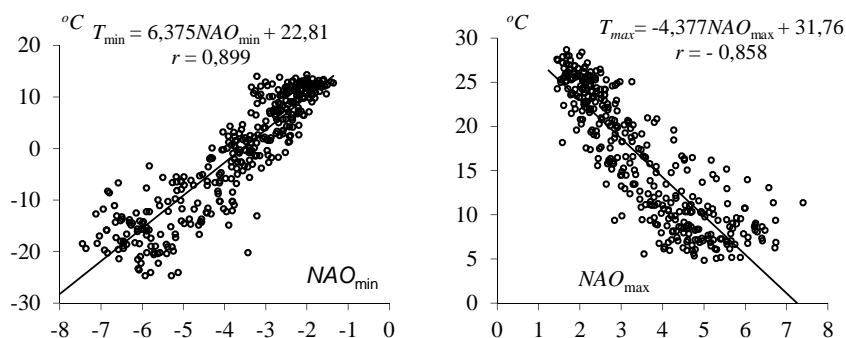
Fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) i chłodu ($\Delta T < 0$) w Warszawie w latach 1951-2010, czyli odchylenia (ΔT) średniej dobowej temperatury powietrza (T) od sinusoidy $f(t)$ o okresie $\Theta = 365,25$ dni oraz przebieg roczny średnich dobowych wartości wskaźnika NAO przedstawia rys. 16.



Rys. 16. Fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) i chłodu ($\Delta T < 0$) w Warszawie i przebieg roczny średniej dobowej wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) (1951-2010)
Fig. 16. Warm ($\Delta T \geq 0$) and cold ($\Delta T < 0$) waves in Warsaw and yearly course of North Atlantic Oscillation daily mean index (NAO) (1951-2010)

Najniższe (T_{min}) i najwyższe (T_{max}) średnie dobowe wartości temperatury powietrza w Warszawie są silnie skorelowane z najniższymi (NAO_{min}) i najwyższymi (NAO_{max})

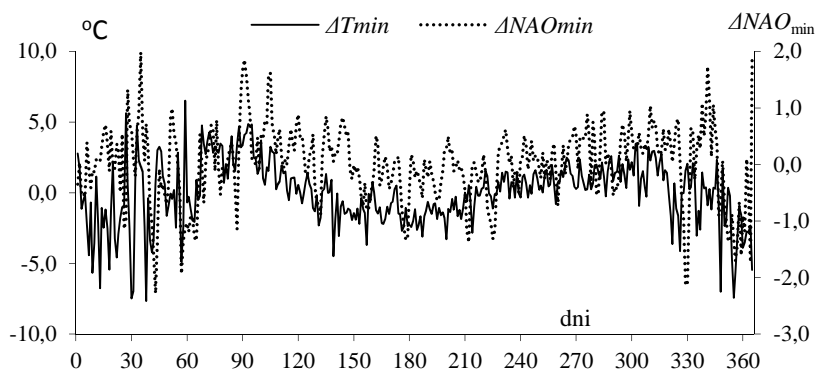
wartościami wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej. Świadczą o tym duże współczynniki korelacji ($r = -0,899$ i $r = 0,858$) i proste regresji na rys. 17.



Rys. 17. Korelacja temperatury powietrza (T_{\min} – najmniejszej, T_{\max} – największej w okresie 60 lat) w Warszawie i wskaźnika NAO (NAO_{\min} , NAO_{\max})(1951-2010)

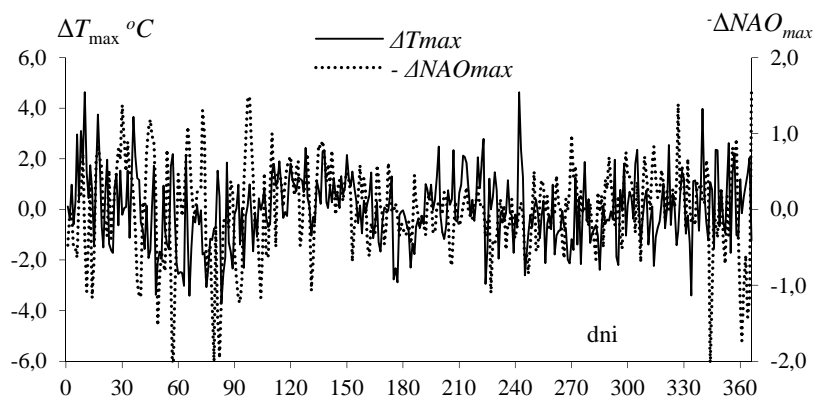
Fig. 17. Correlation of air temperature (T_{\min} – the lowest, T_{\max} – the highest in the 60-year period) in Warsaw and NAO index (NAO_{\min} , NAO_{\max})(1951-2010)

Przebiegi roczne odchyień najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (ΔT_{\min}) są podobne do najniższych średnich dobowych wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO_{\min}) (rys. 10). Natomiast przebiegi roczne odchyień najwyższych średnich dobowych wartości temperatury ΔT_{\max} są skorelowane ujemnie z wskaźnikiem NAO_{\max} (tzn. dodatnio z $-NAO_{\max}$) (rys. 18-19).



Rys. 18. Przebieg roczny odchyień (ΔT_{\min}) najniższej średniej dobowej temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010) i najniższej wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (ΔNAO_{\min}) od sinusoid $\Theta = 365,25$ dni

Fig. 18. Annual course of deviation (ΔT_{\min}) of air temperature's daily mean lowest in Warsaw (1951-2010) and North Atlantic Oscillation (ΔNAO_{\min}) from sinusoids of $\Theta = 365,25$ day period



Rys. 19. Przebieg roczny odchyień (ΔT_{\max}) najwyższej średniej dobowej temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010) i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej ($-\Delta NAO_{\max}$) od sinusoid $\Theta=365,25$ dni

Fig. 19. Annual course of deviation (ΔT_{\max}) of air temperature's daily mean highest in Warsaw (1951 – 2010) and North Atlantic Oscillation ($-\Delta NAO_{\max}$) from sinusoids of $\Theta=365,25$ days period

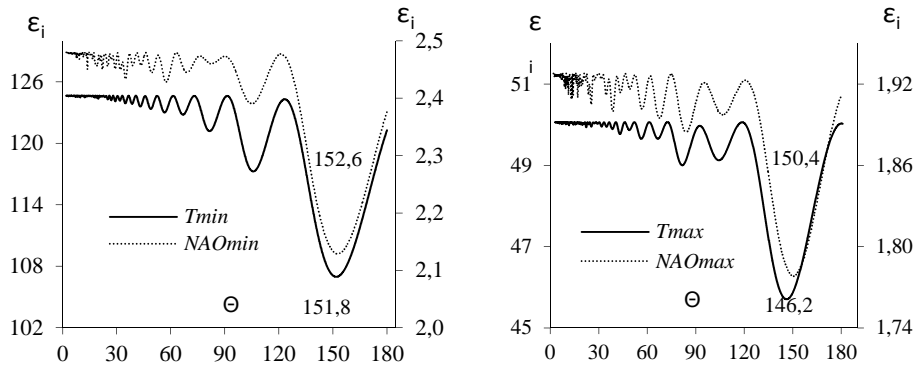
Widma najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) w Warszawie i najniższych średnich dobowych wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO_{\min}) są bardzo podobne (rys. 20). W tych widmach (bez cyklu rocznego) są obecne prawie te same okresy. Najdłuższe cykle 151,8 i 152,6 dni cechują się znacznymi amplitudami (2b): $T_{\min} - 11,84$ °C i $NAO_{\min} - 1,644$ i współczynnikami korelacji wielokrotnej $R=0,453$ i $R=0,491$ – istotnymi na poziomie 0,01 (wg testu F: $F_{\text{obl}} = 46,733$ i $F_{\text{obl}} = 57,497$, $F_k = 4,67$). Istnieje też duże podobieństwo między widmami największych średnich dobowych wartości temperatury T_{\max} i wskaźnika NAO_{\max} . Najdłuższe cykle 146,2 i 150,4 dni o amplitudach 6,03 °C i 1,08 cechują współczynnikami korelacji $R=0,340$ i $R=0,428$ także istotnymi na poziomie 0,01 ($F_{\text{obl}} = 23,66$, $F_{\text{obl}} = 40,59$).

Przebiegi roczne odchyień najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza ΔT_{\min} (od cyklu rocznego o okresie 365,25^d) i wskaźnika NAO_{\min} dobrze opisują sinusoidy regresji o okresach 151,8 i 152,6 dni i współczynnikach korelacji $R=0,449$ i $R=0,491$ (istotnych na poziomie 0,01, $F_{\text{obl}} = 40,837$ i $F_{\text{obl}} = 50,089$):

$$\Delta T_{\min} = 0,172562 + 1,429831 \sin\left(\frac{2\pi}{151,8} t - 2,786798\right)$$

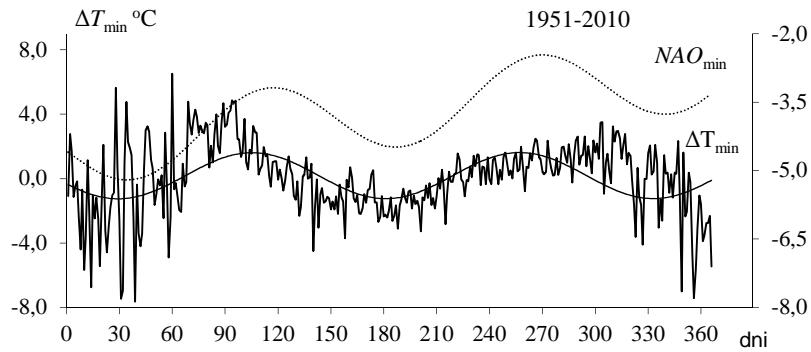
$$NAO_{\min} = -4,55782 + 0,004717t + 0,821807 \sin\left(\frac{2\pi}{152,6} t + 3,115565\right)$$

Zmiany odchyień ΔT_{\min} i wskaźnika NAO_{\min} w tych cyklach są synchroniczne – ekstrema sinusoid przypadają w przybliżeniu na te same dni (rys. 21).



Rys. 20. Widma najniższych i najwyższych średnich dobowych wartości: temperatury powietrza (T_{min} , T_{max}) w Warszawie i wskaźnika NAO (NAO_{min} , NAO_{max}) – w 60 latach (1951-2010)

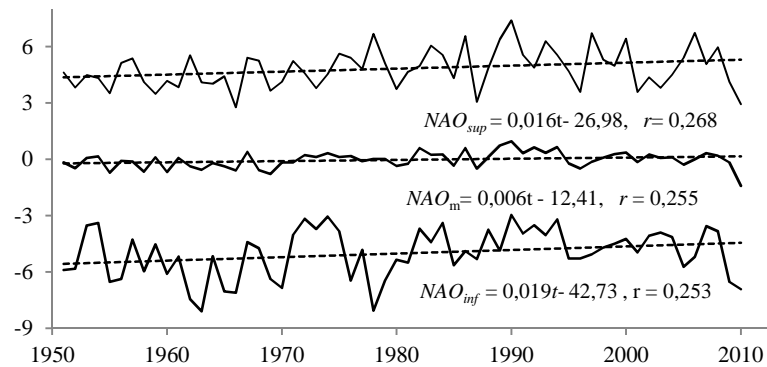
Fig. 20. Spectra of air temperature's daily mean values the lowest and highest (T_{min} , T_{max}) in Warsaw and NAO index (NAO_{min} , NAO_{max}) – in the 60 year period (1951-2010)



Rys. 21. Synchroniczne zmiany odchyleń temperatury powietrza ΔT_{min} – cykl 151,8 dni i Oscylacji Północnoatlantyckiej ΔNAO_{min} – cykl 152,6 dni

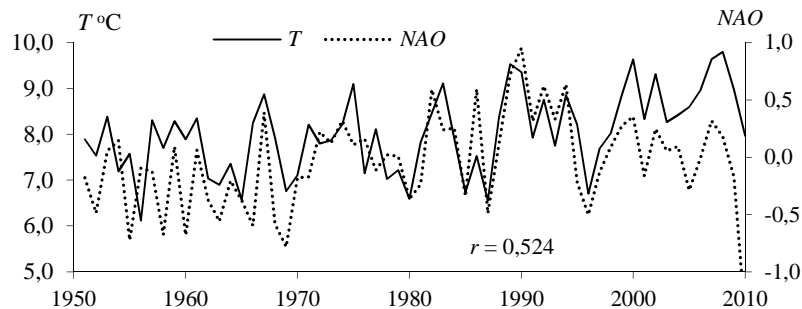
Fig. 21. Changes synchronic of deviations of air temperature ΔT_{min} – 151.8 day period and North Atlantic Oscillation ΔNAO_{min} – 152.6 day period

Średnie roczne (NAO_m) oraz najniższe (NAO_{inf}) i najwyższe (NAO_{sup}) w kolejnym roku średnie dobowe wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej w kolejnych latach 1951, 1952, ..., 2010 przedstawia rys. 22. Zakres wahań najniższych średnich dobowych wartości (NAO_{inf}) w roku jest na ogół większy niż wartości najwyższych (NAO_{sup}).



Rys. 22. Zmiany wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej w latach 1951-2010, NAO_m – średnie dobowe, NAO_{inf} – najniższe, NAO_{sup} – najwyższe
Fig. 22. Changes of North Atlantic Oscillation index in years 1951-2010, NAO – daily mean, NAO_{inf} – lowest, NAO_{sup} – highest

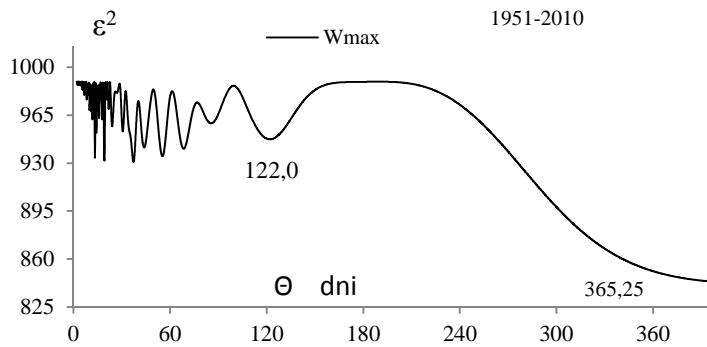
O dużej zależności klimatu Polski od Oscylacji Północnoatlantyckiej w latach 1951-2010 świadczy istotny statystycznie współczynnik korelacji $r = 0,524$ średniej rocznej temperatury powietrza (T) w Warszawie z średnim rocznym wskaźnikiem (NAO) (większy od wartości krytycznej $r_{0,05} = 0,255$) (rys. 23).



Rys. 23. Zmiany temperatury powietrza (T) w Warszawie i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) – średnich rocznych wartości (1951-2010)
Fig. 23. Changes of air temperature in Warsaw (T) and North Atlantic Oscillation index (NAO) – yearly mean values (1951-2010)

9.5. Zależność cyklu rocznego temperatury powietrza w Warszawie od maksimów dobowych aktywności Słońca (1951-2010)

Posłużenie się wartościami codziennymi z kolejnych 60 lat umożliwia wyznaczenie cykli zmian aktywności Słońca o długościach w przedziale 1-365 dni. W widmach średnich dobowych (W) i maksimów dobowych liczb Wolfa (W_{max}) są obecne najsilniejsze cykle zbliżone do cyklu rocznego (rys. 24-25).



Rys. 24. Widmo dobowych maksimum liczb Wolfa W_{max} (1951-2010)
Fig. 24. Spectrum of daily maximum Wolf numbers W_{max} (1951-2010)

Równanie sinusoidy regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni charakteryzuje się istotnym (na poziomie 0,01, $F_{kr} = 4,67$) współczynnikiem korelacji $R = 0,385$ (wartościach testu Fishera-Snedecora $F_{obl} = 29,069$):

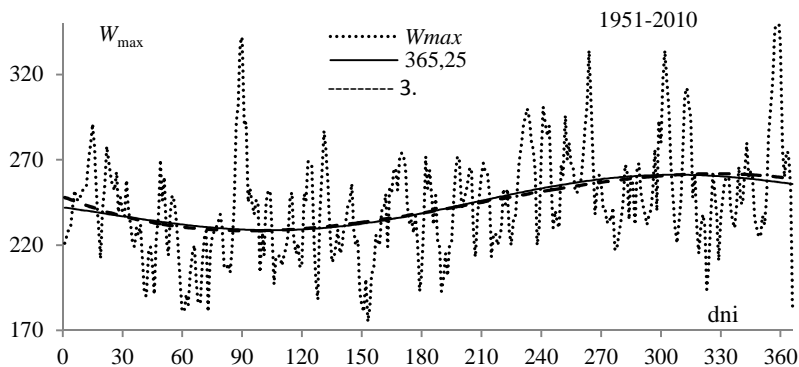
$$W_{max} = 237,2007 + 0,037789 t + 12,604851 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25} t - 2,737850\right)$$

Cykle roczne średnich 60-letnich (W) i maksimum dobowych liczb Wolfa (W_{max}) są spowodowane ruchem obiegowym Ziemi dookoła Słońca i ruchem obrotowym Słońca. Przyczyną są zarówno zmiany samej aktywności Słońca (w cyklu 11-letnim), jak też wynikają z różnej powierzchni Słońca (tarczy Słońca) skierowanej ku Ziemi.

Przebieg roczny maksimum dobowych liczb Wolfa potwierdza aproksymacja maksimum liczb Wolfa wielomianem regresji 3. stopnia W_{max} względem czasu t (o współczynniku korelacji $R = 0,387$) – z minimum wiosennym i maksimum jesiennym:

$$W_{max} = -0,00000521t^3 + 0,00328586t^2 - 0,47647544t + 248,46879$$

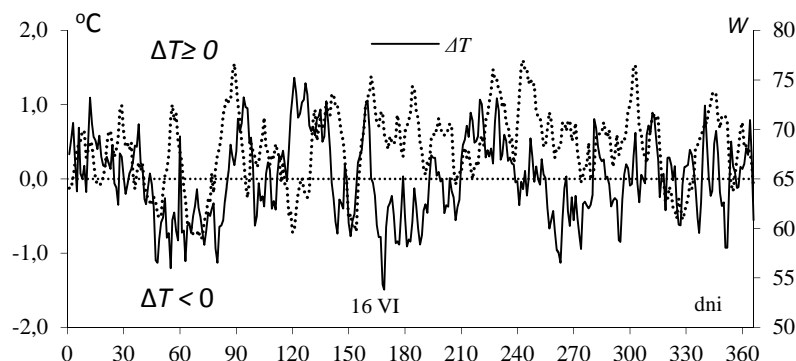
Wykresy wielomianu regresji 3. stopnia (3.) i sinusoidy regresji (365,25) prawie pokrywają się (rys. 25).



Rys. 25. Przebieg roczny aktywności Słońca – maksimum dobowych liczb Wolfa (W_{max}) (1951-2010)
Fig. 25. Annual course of solar activity, daily maximum Wolf numbers (W_{max}) (1951-2010)

Informacji o dużym wpływie aktywności Słońca na klimat Europy dostarczają porównania przebiegów rocznych odchyleń (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 (rys. 21).

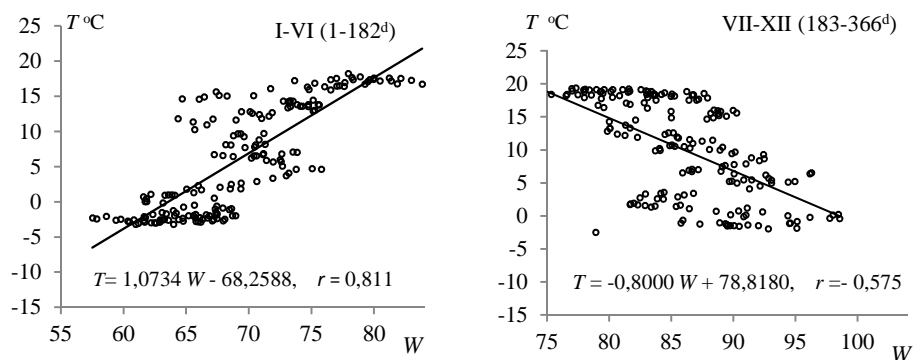
Fale chłodu ($\Delta T < 0$) na ogół występują przy małej średniej dobowej (60-letniej) aktywności Słońca (W), a fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) – przy dużych wartościach dobowych liczb Wolfa (W) (rys. 26)



Rys. 26 . Fale ciepła i chłodu w Warszawie i liczby Wolfa (W) w latach 1951-2010 , $\Delta T=T-f(t)$

Fig. 26. Warm and cold waves in Warsaw and Wolf numbers (W) in years 1951-010) $\Delta T= T-f(t)$ deviations of daily mean values (T) from sinusoid $f(t)$

Współczynnik regresji średniej dobowej temperatury T względem średnich dobowych liczb Wolfa (W) jest dodatni ($1,07^{\circ}\text{C}/1$) od stycznia do czerwca, a ujemny ($-0,8^{\circ}\text{C}/1$) od lipca do grudnia. Współczynniki korelacji odpowiednio wynoszą $r=0,811$ i $r = -0,575$ (rys. 27).



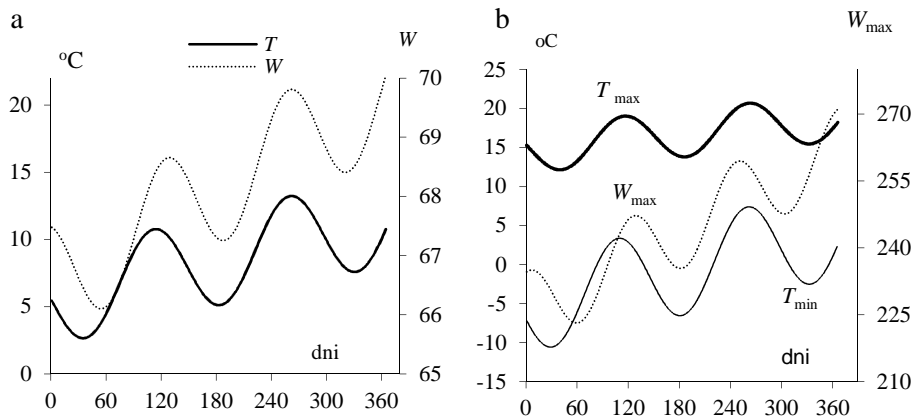
Rys. 27. Korelacja średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Warszawie i średnich dobowych liczb Wolfa (W) w latach 1951-2010

Fig. 27. Correlation of air temperature's daily mean values (T) in Warsaw and Wolf numbers (W) in years 1951-2010

W celu wykazania dużej zależności temperatury powietrza w Warszawie od liczb Wolfa wyznaczono równania i porównano sinusoidy regresji o okresach najdłuższych występujących w widmach oscylacji (bez cyklu rocznego o długości $\Theta=365,25$ dni): $T - 147,9$ dni ; $W - 133,2$ dn; $T_{\min} - 151,8$ dn; $T_{\max} - 146,2$ dni i $W_{\max} = 122,0$ dni. Cykle te charakteryzują się istotnymi współczynnikami korelacji wielokrotnej (R) – odpowiednio 0,386, 0,283, 0,453, 0,340 i 0,384 (na poziomie 0,01, $F_{kr} = 4,67$).

	R	F_{obl}
$T = 5,4431+0,016665t+3,4193586\sin(2\pi t/147,9+3,064770)$,	0,386	31,49
$T_{\min} = -5,4719+0,026545t+5,929996\sin(2\pi t/151,8-2,916341)$,	0,453	46,73
$T_{\max} = 14,6991+0,011321t+3,017739\sin(2\pi t/146,2+2,916286)$,	0,340	23,66
$W = 66,58299+0,008651t+0,971094\sin(2\pi t/133,2+1,9481450)$,	0,283	15,76
$W_{\max} = 225,7675+0,100149t+8,766014\sin(2\pi t/122,0+1,430669)$,	0,384	31,31

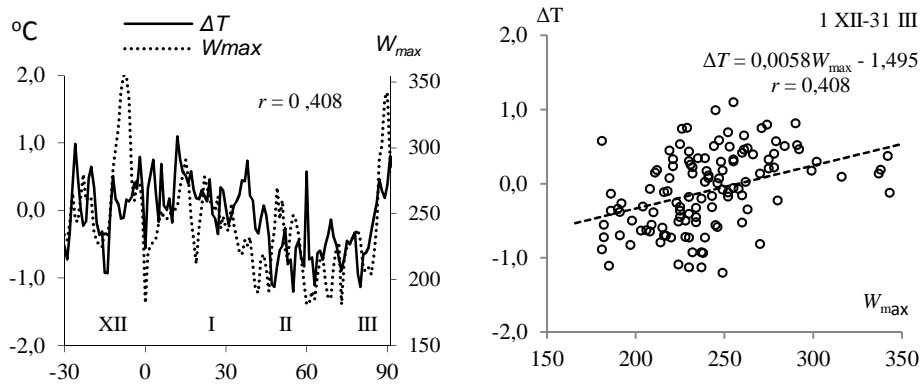
Na uwagę zasługują synchroniczne wahania i tendencje rosnące średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Warszawie – w cyklu 147,9 dni i średnich dobowych liczb Wolfa (W) – w cyklu 133,2 dni (rys. 23a). Analogiczny wniosek o zależności najniższych (T_{\min}) i najwyższych (T_{\max}) średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie od maksimum dobowych liczb Wolfa (W_{\max}) wynika z porównania sinusoid o okresach $T_{\min} - 151,8$ dni, $T_{\max} - 146,2$ dni i $W_{\max} - 122,0$ dni (rys. 28).



Rys. 28. Zmiany roczne temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolfa (1951-2010); a). średnich dobowych wartości (T , W); b) najniższych (T_{\min}) i najwyższych (T_{\max}) średnich dobowych wartości temperatury i W_{\max}

Fig. 28. Annual course of air temperature in Warsaw and Wolf numbers; a) daily mean values (T , W); b) lowest and highest values (T_{\min} , T_{\max}) and W_{\max}

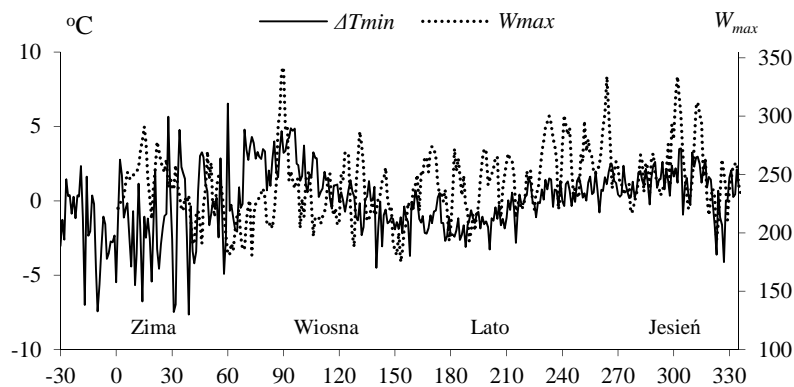
Dużą zależnością od liczb Wolfa wyróżniają się fale ciepła i chłodu (ΔT) w miesiącach zimowych i w marcu (XII-III), w których współczynnik między codziennymi wartościami ΔT i W_{\max} wynosi $r = 0,408$ (rys. 29).



Rys. 29. Fale ciepła ($\Delta T \geq 0$) i chłodu ($\Delta T < 0$) w Warszawie i dobowe liczby Wolfa (W_{max}) w okresie XII-III (1951-2010)

Fig. 29. Warm ($\Delta T \geq 0$) and cold ($\Delta T < 0$) waves in Warsaw and daily Wolf numbers (W_{max}) at XII-III (1951-1951)

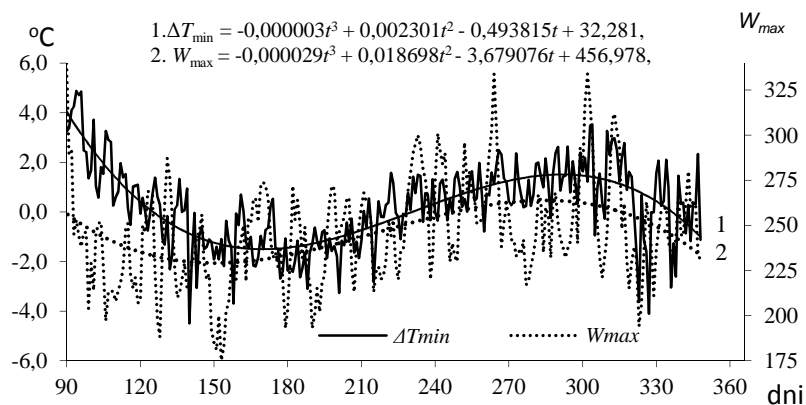
Interesująca jest „równoległość” zmian odchyień najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{min} = T - f_1(t)$ i maksimum (W_{max}) liczb Wolfa (rys. 30).



Rys. 30. Przebieg roczny odchyień najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{mn} = T_{mn} - f_1(t)$ w Warszawie (1951-2010) i maksimum (W_{max}) liczb Wolfa (najwyższych w okresie 60 lat (1951-2010),

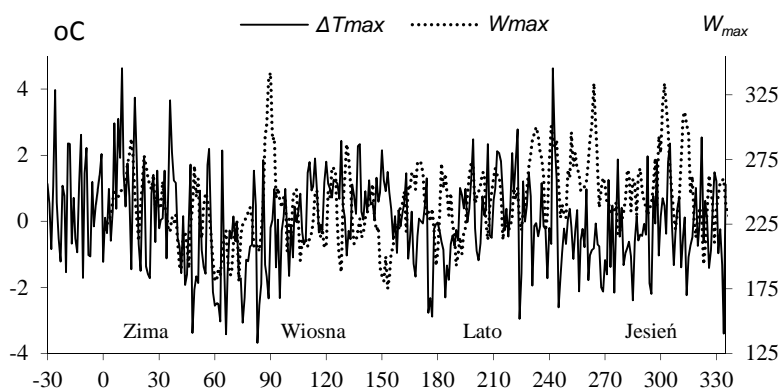
Fig. 30 Annual course of deviations $\Delta T_{mn} = T_{mn} - f_1(t)$ of air temperature's the lowest values (T_{mn}) in Warsaw and Wolf numbers and W_{max} – the highest in the 60-year period(1951-2010)

Zależność odchyień (ΔT_{mn}) najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie od maksimum liczb Wolfa (W_{max}) w w dniach 90-366 (IV-XII) dobrze określają wielomiany regresji 3. stopnia ΔT_{mn} i W_{max} względem czasu t (o istotnych statystycznie współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,761$ i $R=0,408$) (rys. 31):



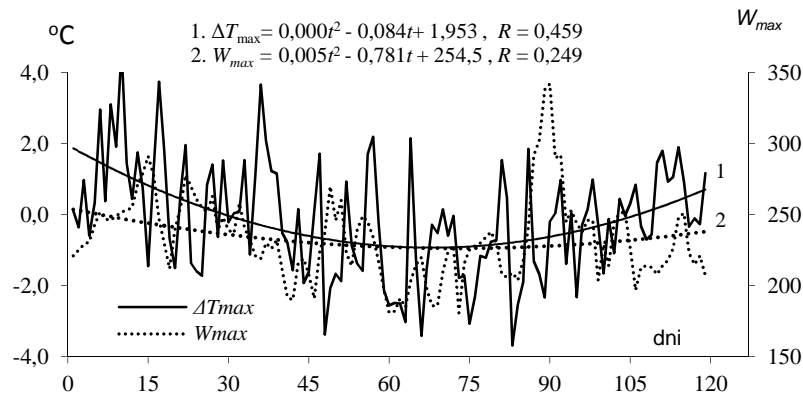
Rys. 31 Przebieg roczny odchyień (ΔT_{\min}) najniższych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) w okresie 60 lat w Warszawie od sinusoidy $f_1(t)$ i maksima dobowe liczb Wolfa (1951-2010)
Fig. 31. annual course of deviations (ΔT_{\min}) the lowest (T_{\min}) of air temperature in Warsaw – in the 60-year period from sinusoid $f_1(t)$ and maximum daily of Wolf numbers (1951-2010)

Synchroniczne są również zmiany odchyień najwyższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{\max} = T - f_2(t)$ i maksimów liczb Wolfa (W_{\max}) (rys. 32).



Rys. 32. Przebieg roczny odchyień największych średnich dobowych wartości temperatury powietrza $\Delta T_{\max} = T_{\max} - f_2(t)$ w Warszawie (1951-2010) i największych liczb Wolfa (W_{\max}) w okresie 60 lat 1951-2010
Fig. 32. Annual course of deviations $\Delta T_{\max} = T_{\max} - f_2(t)$ of highest values of air temperature in Warsaw and the highest of Wolf numbers (W_{\max}) the 60-year period 1951-2010

Zależność odchyień (ΔT_{\max}) największych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie od maksimów (W_{\max}) liczb Wolfa w dniach 0-120 (I-IV) opisano wielomianami regresji 2. stopnia (parabolami) ΔT_{\max} i W_{\max} względem czasu t (współczynniki korelacji wielokrotnej $R=0,459$ i $R=0,249$ są także istotne na poziomie 0,01)(rys. 33).



Rys. 33. Przebieg roczny odchyłeń (ΔT_{\max}) najwyższej średniej dobowej temperatury powietrza (T_{\max}) w okresie 60 lat w Warszawie od sinusoidy $f_2(t)$ i maksimum (W_{\max}) liczb Wolfa (1951-2010)
Fig. 33. Annual course of deviations (ΔT_{\max}) the lowest (T_{\max}) of air temperature in Warsaw – in the 60-year period from sinusoid $f_2(t)$ and Wolf numbers's maximum (W_{\max}) (1951-2010)

Podsumowanie

Posłużenie się wartościami codziennymi temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolfa (z $365,25 \cdot 60 = 21915$ dni) 1951-2010 umożliwiło określić zależność fal chłodu i ciepła od aktywności Słońca uwarunkowaną zmianami cyrkulacji atmosferycznej – Oscylacji Północnoatlantyckiej.

Interesujące jest duże podobieństwo widm najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (T_{\min}) w Warszawie i najmniejszych średnich dobowych wartości wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO_{\min}). Świadczy o tym obecność w widmach zbliżonych okresów 151,8 i 152,6 dni o dużych amplitudach: $T_{\min} - 11,84$ °C i $NAO_{\min} - 1,644$. Jest także duże podobieństwo między widmami najwyższych średnich dobowych wartości temperatury (T_{\max}) i wskaźnika NAO_{\max} , w których są obecne zbliżone cykle 146,2 i 150,4 dni o amplitudach 6,03 °C i 1,08. Okazało się również, że ekstrema (maksima i minima) sinusoid regresji występują w tym samym czasie.

W widmach średnich dobowych (W) i maksimum liczb Wolfa (W_{\max}) są obecne najsilniejsze cykle roczne: $\Theta = 345,9$ dni i $\Theta = 365,25$ o istotnych (na poziomie 0,01) współczynnikami korelacji $R = 0,374$ i $R = 0,385$.

Wahania roczne maksimum liczb Wolfa potwierdza wielomian regresji 3. stopnia W_{\max} względem czasu t (z minimum wiosennym i maksimum jesiennym) o współczynniku korelacji $R = 0,387$ (istotnym na poziomie 0,01)

Informacji o wpływie aktywności Słońca na fale chłodu i ciepła dostarczają porównania przebiegów rocznych odchyłeń (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. 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).

O dużej zależności temperatury powietrza w Warszawie od liczb Wolfa świadczą równania sinusoidy regresji o zbliżonych najdłuższych okresach obecnych w widmach

oscylacji (bez cyklu rocznego o długości $\Theta=365,25$ dni): $T - 147,9$ dni, $W - 133,2$ dni, $T_{\min} - 151,8$ dni, $T_{\max} - 146,2$ dni, i $W_{\max} - 122,0$ dni. Cykle te charakteryzują się istotnymi współczynnikami korelacji wielokrotnej – odpowiednio $R=0,386$, $R=0,283$, $R=0,453$, $R=0,340$, $R=0,384$ (na poziomie 0,01, $R_{kr} = 0,160$). Na uwagę zasługują synchroniczne wahania i tendencje rosnące średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Warszawie – w cyklu 147,9 dni i średnich dobowych liczb Wolfa (W) – w cyklu 133,2 dni. Analogiczny wniosek o zależności najniższych i najwyższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie (T_{\min} , T_{\max}) od maksimum liczb Wolfa (W_{\max}) wynika z porównania sinusoid o okresach $T_{\min} - 151,8$ dni, $T_{\max} - 146,2$ dni i $W_{\max} - 122,0$ dni.

Synchroniczność rocznych zmian odchyłeń (ΔT_{\min}) najniższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Warszawie od maksimum codziennych liczb Wolfa (W_{\max}) w dniach 90-366 (IV-XII) wynika także z wielomianów regresji 3. stopnia ΔT_{\min} i W_{\max} względem czasu t (o istotnych statystycznie współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,761$ i $R=0,408$). Na synchroniczność wahań odchyłeń (ΔT_{\max}) największych średnich dobowych temperatury powietrza w Warszawie od maksimum dobowych liczb Wolfa (W_{\max}) w dniach 0-120 (I-IV) wskazują również wielomiany regresji 2. stopnia (parabole) ΔT_{\max} i W_{\max} względem czasu t o współczynnikach korelacji wielokrotnej $R=0,459$ i $R=0,249$ (istotnych na poziomie 0,01). Dużą zależnością od liczb Wolfa wyróżniają się fale ciepła i chłodu (ΔT) w miesiącach zimowych i w marcu (XII-III), w których współczynnik korelacji między codziennymi wartościami ΔT i W_{\max} wynosi $r = 0,408$.

Literatura

- Boryczka J., 2010, *Metoda J. Boryczki „sinusoid regresji” badań okresowości zmiennych przyrodniczych*. [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* (red. K. Błaziejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski) Wyd. UW, s. 71-87, Warszawa.
- Chromov S.P., Mamontova L. J., 1963, *Meteorologičeskij slovar*, Leningrad, Gidrometeoizdat
- Flohn H., 1942, *Witterung und Klima in Deutschland. Forschungen zur Deutsche Langeskunde*, t.41, Leipzig, Verlag von S. Hirzel.
- Flohn H., 1954, *Witterung und Klima in Mitteleuropa*, Forschungen zur Deutsche Langeskunde, t.78, Stuttgart, S. Hirzel Verlag.
- Glossary of Meteorology*, 2000, red. T.S. Glickman, American Meteorology Society, Boston.
- Gumiński R., 1952, *Materiały do poznania genezy i struktury klimatu Polski (fakty i problemy)*. Prz. Geogr., t.24, nr.3, oraz 1998, *Prace i studia Geograficzne*, t. 22, WG i SR, Warszawa, 119-144.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*, Int. J. Climatol., 17, s. 1433-1450.
- Kossowska-Cezak U., 1994, *O „monsunie europejskim”*. Prz. Geof., 39, 1, 65-73.
- Marsz A. A. (red.), 1999, *Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatologiczn*, conference proceedings, Gdynia 6, May 1999.
- Rakipova L. R., 1960, *O wozdziejstwie sobniecznoj aktiwnosci na obszczuju cirkulaciju atmosfery*, Astronom. Sbornik, III i IV.
- Reznikov A. P., 1982, *Priedskazanije jestiestwiennych processow obuczajuszcziejsja sistiemoj*, Nowosybirsk *Słownik meteorologiczny*, 2003, red.T. Niedźwiedź, Warszawa, PT Geof./IMGW.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J, Tońska M., 2006, *Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Polsce*. [w:] *Prognozy pogody w przysłowiach i ich sprawdzalność w Polsce*. Materiały Zakładu Klimatologii WGSR UW z X Pikniku Naukowego Radia BIS (3 VI 2006). Wyd. WG i SR UW, Warszawa.

- Tońska M., 2006, *Wartość prognostyczna niektórych przysłów dotyczących pogody* Praca magisterska w Zakładzie Klimatologii WG i SR UW (op. Nauk. J. Wawer).
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2011a, *Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010)*, Prz. Geof. 56, 3-4, 181-200
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2011b, *Heat and cold waves in an annual cycle air temperatures in Warsaw (1951-2010)*, *Miscellanea Geographica*, 15, 103-114.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, *Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010)*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. T. XXVI-XXVII, *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, 43-53.

Summary

The dependency of minimum and maximum average daily air temperature on solar activity (Warsaw, 1951-2010)

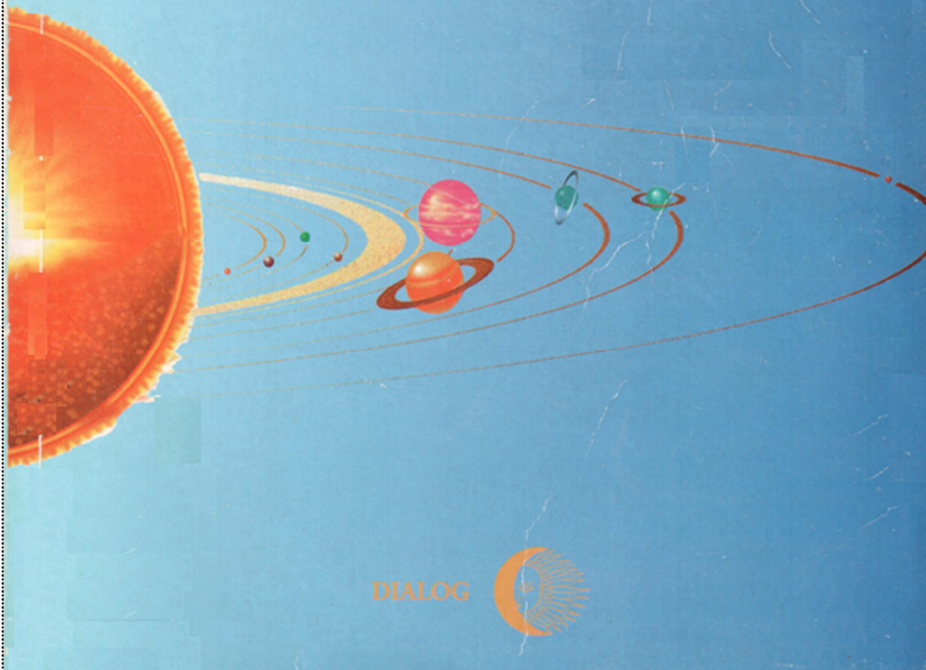
The paper discusses the dependency of the annual patterns of average air temperature on the annual patterns of solar activity, as driven by the movement of the Earth's orbit and the Sun's rotation. The temperatures were taken from the Warsaw (Okęcie) weather station and covered the period 1951-2010. The study found synchronic fluctuations and a statistically significant correlation of the 60-year average daily temperature (T), average minimum daily temperature (T_{min}) and average maximum daily temperature (T_{max}) with the Wolf numbers (60-year daily averages W and maximums W_{max}). Cold waves and heat waves were defined as deviations, i.e. differences (balances) $\varepsilon_i = \Delta T_i = T_i - f(t_i)$, where: T_i – average daily measured values, $f(t_i)$ – values calculated according to the sinusoidal regression formula and a period of $\Theta = 365.25$ days

Cold waves (typically $\Delta T < 0$) occurred at low daily average values of solar activity (W) (based on the 60-year average), while heat waves ($\Delta T \geq 0$) coincided with high daily Wolf numbers (W). Strong cycles (365.25 and 147.9 days long) were found in the spectra of the 60-year average daily temperature oscillations. These were similar to the strongest daily average cycles of the Wolf numbers (W) (i.e. 345.9 and 133.0 days) and their multiple correlation coefficients were significant (at 0.01 according to the Fisher-Snedecor test). The periods of air temperature change and solar activity have a similar length and the extremes of the sinusoids of regression and regression polynomials approximating the annual patterns fall approximately on the same days. The annual pattern of the maximums of the Wolf numbers (W_{max}) are confirmed by a regression polynomial of the 3rd order in the function of time t (with a minimum in spring and a maximum in autumn) with a correlation coefficient $R = 0.387$ (significant at $p < 0.01$). The oscillation spectra of the lowest daily air temperature values (T_{min}) in Warsaw and of the NAO_{min} values involve nearly the same strong cycles, i.e. 151.8 and 152.6 days (with multiple correlation coefficients of $R = 0.453$ and $R = 0.491$). The cycles of change in the daily air temperature, the NAO coefficient and the Wolf number values were determined using the sinusoidal regression method (Boryczka, 2010).

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2011, *Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010)*, Prz. Geof. 56, 3-4, s. 181-200.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2011, *Heat and cold waves in an annual cycle air temperatures in Warsaw (1951-2010)*, *Miscellanea Geographica*, 15, 103-114
- Boryczka J. Stopa-Boryczka M., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2014, *Zależność najniższych i najwyższych średnich dobowych wartości temperatury powietrza od aktywności Słońca (na przykładzie Warszawy, 1951-2010)*, *Prace i Studia Geograficzne*, Wyd. UW, t. 50 (zmieniony)

JERZY BORYCZKA

ZMIANY KLIMATU ZIEMI



DIALOG



X. CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG DANYCH DENDROLOGICZNYCH

10.1. Zarys badań dendroklimatycznych

Instrumentalne pomiary elementów meteorologicznych dostarczają informacji o warunkach klimatycznych od mniej więcej początku XIX wieku, a w przypadku temperatury powietrza nawet i od połowy XVII stulecia. Danych dotyczących wcześniejszych okresów należy szukać w innych źródłach, zarówno antropogenicznych (kroniki), jak i naturalnych. Jedną z możliwości wykorzystania „zapisów” warunków klimatycznych przez przyrodę jest analiza słoików przyrostu rocznego drzew. Dziedziną nauki zajmującą się tymi zagadnieniami jest dendroklimatologia.

Zdecydowana większość roślin drzewiastych, a także część krzewów występujących na Ziemi, odkłada w ciągu roku na swoim obwodzie pewną ilość drewna, tak zwany słoik przyrostu rocznego. Jest on efektem podziałów zachodzących w tkance twórczej (kambium). Rozmiary i właściwości przyrostu zależą od wielu czynników, pośród których warunki klimatyczne odgrywają zasadniczą rolę. Analiza różnych cech drewna (np. szerokość słoja, liczba naczyń, gęstość) pozwala na „odczytanie” informacji o warunkach środowiskowych, jakie występowały w czasie życia danego drzewa od momentu wykiełkowania aż do obumarcia. Należy jednak mieć na uwadze, że różne gatunki reagują na zmienne warunki środowiskowe w różny sposób. Również przyrosty drewna poszczególnych osobników w obrębie jednego gatunku może się znacznie różnić (Briffa 2000).

Pierwsze starania w zakresie analizy relacji przyrostu z klimatem podjął na początku XX wieku amerykański badacz A.E. Douglass, który usiłował powiązać warunki klimatyczne z wyrażoną liczbami Wolfa aktywnością Słońca. Brak danych pomiarowych chciał zastąpić wynikami pomiarów szerokości słoików przyrostowych (Douglass 1937, 1942). Od tego czasu opracowano szczegółową metodykę badań oraz przeprowadzono wiele analiz pozwalających ustalić związki między przyrostami drewna i zmiennymi klimatycznymi, w szczególności z temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi, dla jak największej liczby gatunków (Fritts 1976, Zielski, Krąpiec 2004).

Poznanie związków przyrost – klimat umożliwia podjęcie próby rekonstrukcji warunków środowiska w okresie przed pomiarami instrumentalnymi. Aby jednak było to możliwe konieczna jest utworzenie możliwie najdłuższych ciągów przyrostów – chronologii szerokości słoików rocznych. Najdłuższa europejska sekwencja przyrostowa liczy 10 430 lat i prezentuje sięgające 8480 r. p.n.e. przyrosty dębów z południowych Niemiec. Najdłuższe polskie chronologie to zestawione przez M. Krąpca ciągi przyrostowe dębu z Wielkopolski (449-1994), Dolnego Śląska (780-1994) i Małopolski (910-1997) oraz dębowa sekwencja z Pomorza Gdańskiego, obejmująca okres 996-1985 autorstwa T. Ważnego. Równie długie chronologie utworzono także i dla innych gatunków drzewiastych w Polsce. A. Zielski (2004) opracował ciąg przyrostów sosny z terenów położonych nad dolną Wisłą obejmujący lata 1106-1994. Zbliżony zasięg czasowy prezentuje utworzona przez E. Szychowską-Krąpiec (2000) chronologia jodły z południowej Polski. Krótsze są natomiast chronologie świerkowe, które utworzono dla Beskidu Żywieckiego (1641-1995, E. Szychowska Krąpiec) i Babiogórskiego Parku Narodowego (1650-1993, Z. Bednarz).

Jak do tej pory nie przeprowadzono szerszej rekonstrukcji klimatu Polski w oparciu o dane dendrochronologiczne. Jedyne podjęte próby to prace dotyczące Babiogórskiego Parku Narodowego (Bednarz 1996) i Polski północnej (Przybylak i inni 2001). Na świecie opracowano już kilkanaście rekonstrukcji obejmujących warunki klimatyczne ostatnich dwóch tysięcy lat. Prace te jednak nie dotyczą warunków pogodowych w ciągu całego roku, lecz najczęściej tzw. „miesiące letnich”, rozumianych jako przybliżenie okresu wegetacyjnego lub tych miesięcy, dla których wcześniejsze badania ustaliły statystycznie istotne powiązanie przyrostów drewna z warunkami klimatycznymi.

Analizie statystycznej poddano ciągi chronologiczne rocznych przyrostów drzew, tj. sosny, świerka, modrzewia, jodły i dębu rosnących w Europie (tab.1).

Tabela1. Rozmieszczenie badanych drzew w Europie w różnych przedziałach czasu
Table 1. Localization of dendrochronological data

Rodzaje drzew (miejsce)	Okres	Rodzaje drzew (miejsce)	Okres
Sosna		Modrzew	
<i>Pinus sylvestris</i>		Berchtesgaden (Niemcy)	1339-1947
Forfjordalen (Norwegia)	877-1994	Les Merveilles 1 (Francja)	1187-1974
Karhunesakivi (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	Jodła	
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		
Zagradieniye (Grecja)	1635-1979		

10.2. Synchroniczność cykli klimatycznych i dendrologicznych w Europie (4, 8, 11, 100 i 180 lat temperatury powietrza, aktywności Słońca i słojuw drzew)

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, opadów atmosferycznych, 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

(maksymalne współczynnika korelacji $R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}$, 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.

Wyniki badań krótszych serii pomiarów temperatury powietrza z lat 1951-1990 w Polsce przedstawione w pracy doktorskiej E. Żmudzkiej (1998) pt. *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce* potwierdziły częściowo tezę o cykliczności pola temperatury powietrza.

Cykliczność miesięcznych, sezonowych, półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w latach 1813-1980 przedstawiono w VII tomie *Atlasu* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1992). Okresy miesięcznych sum opadów w Warszawie są zawarte w przedziałach: 3-6, 9-13, 15-23, 30-44, 51-67, 74-100, 113-129 lat. Okresowość sezonowych sum opadów w innych miejscowościach Polski (Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Wrocław, Kraków) w latach 1861-1990 badała A. Michalska w pracy doktorskiej pt. *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce*.

Wcześniej, zmienność opadów atmosferycznych w Polsce była badana przez Z. Kaczorowską (1962) z zastosowaniem analizy harmonicznej.

Cykliczność temperatury powietrza w Polsce dłuższą od jednego roku badano zwykle różnymi metodami, ograniczając się do długości samych cykli. Nie znana była dyspersja parametrów cykli: okresów, amplitud i dat ekstremów w przypadkach cykli o długościach od 1 do 200 lat. Nie wiadomo było też, czy cykle temperatury powietrza są synchroniczne na obszarze Polski i Europy. Wyłonił się więc problem zbadania, czy pole temperatury powietrza jest jednorodne pod względem cykliczności.

W badaniach współczesnych zmian klimatu ważnym problemem jest wykrycie prawdziwych, naturalnych okresów klimatycznych, astronomicznych i geologicznych. Analogiczna okresowość „skutków” i domniemyanych „przyczyn” umożliwia identyfikację naturalnych czynników wywołujących, przy udziale cyrkulacji atmosferycznej, główne ochłodzenia i ocieplenia klimatu Ziemi.

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 uzasadnił, że istnieje jeden rytm, którego długość ma rozkład gaussowski o wartości średniej 35 lat. Okazało się później, że widma wyznaczone metodami statystycznymi zawierają więcej rytmów klimatycznych.

Cykl 4-letni 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. 2).

Tabela 2. Okresy około 4-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 2. 4-years periods of air temperature in Europe

Miejscowość	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
Kraków	3,3	0,28	4,0	0,32	3,9	0,50	4,1	0,34	4,5	0,25
Praga	3,5	1,21	4,4	0,55	3,9	0,61	4,7	0,66	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 sum opadów atmosferycznych (tab. 3).

Tabela 3. Okresy około 4-letnie opadów atmosferycznych w Polsce
Table 3. 4-years periods of precipitation in Europe

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP
Warszawa	4,8	21,0	3,6	25,0	3,4	40,0	2,6	21,8	3,6	68,6
Kraków	4,0	16,4	3,5	35,0	2,9	54,8	3,4	36,4	3,4	61,2
Wrocław	3,5	15,8	3,0	24,0	3,2	38,0	3,7	27,4	3,3	65,6

Zakres zmian w stosunku do sum sezonowych np. w Warszawie wynosi: zima – $P = 98 \text{ mm}$, $\frac{\Delta P}{P} = 21,4\%$, lato – $P = 216 \text{ mm}$, $\frac{\Delta P}{P} = 11,6\%$.

Taką samą okresowość ma cyrkulacja atmosferyczna: makrotyp E, południkowa (wg klasyfikacji Wangenheima-Girsa 1891-1776) i cyklonalna (wg Obuchowskiej-Klein 1901-1975). Okresy (Θ) i współczynniki korelacji (R) wynoszą (tab. 4).

Tabela 4. Okresy około 4-letnie cyrkulacji atmosferycznej w Europie
Table 4. 4-years periods of atmospheric circulation in Europe

Cyrkulacja	Zima		Wiosna		Lato		Jesień	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Makrotyp E	3,0	0,18	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 $2,9 \text{ cm}$ występuje w ciągach czasowych średniego poziomu Morza Bałtyckiego, a cykl 3,1-letni maksymalnych rocznych poziomów ma największą amplitudę $\Delta h_{\max} = 12,6 \text{ cm}$ (Kozuchowski, Boryczka, 1997).

Okresowością 3,4-5,0-letnią wyróżniają się również odpływy rzeki Goty-Alv (1807-1779), odpływy Wisły (Jokiel, Kożuchowski 1989; Gutry-Korycka, Boryczka 1980), zlodzenia Bałtyku (Kożuchowski, 1994). Istnieje także 3,0-letni cykl wskaźnika zawartości pyłu wulkanicznego w atmosferze (DVI).

Okresy około 4-letnie rocznych przyrostów drzew (szerokości słoju) nie są istotne statystycznie i je pominięto. W kilkusetletnich ciągach dendrologicznych cykle krótkie zanikają ze względu na nieco różne przesunięcia fazowe (*c*)

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 związany z pływami atmosfery.

Cykl 8-letni temperatury, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i rocznych przyrostów drzew

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$ (tab.5 i 6).

Tabela 5. Okresy około 8-letnie temperatury powietrza w porach roku i roku w Europie
Table 5. 8-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	8,3	1,52	7,8	0,81	7,1	0,57	6,5	0,62	7,7	0,59
Kraków	8,3	1,50	7,9	0,42	7,8	0,30	7,9	0,30	8,3	0,46
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

Tabela 6. Okresy około 8-letnie temperatury powietrza podczas zimy i lata w Europie
Table 6. 8-years periods of air temperature in winter and summer in Europe

	Zima		Lato			Zima		Lato	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT		Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa*	8,3	1,59	7,1	0,66	Genewa*	7,7	0,62	7,8	0,40
Kraków*	8,3	1,87	7,8	0,33	Wiedeń	8,3	0,87	8,4	0,38
Wrocław	8,3	1,53	7,8	0,27	Rzym	7,9	0,30	8,4	0,32
Lwów	8,3	1,30	7,9	0,56	Sztokholm	7,8	1,33	7,8	0,40
Praga*	8,3	1,06	7,8	0,44	Kopenhaga	7,8	1,24	8,3	0,51
Berlin	7,7	1,54	7,8	0,55	Moskwa	7,9	0,76	8,3	0,60

(* – nieco inny przedział czasu niż w tab.5).

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. 7).

Tabela 7. Okresy około 8-letnie cyrkulacji atmosferycznej w Europie
Table 7. 8-years periods of atmospheric circulation in Europe

Typ cyrkulacji	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
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	0,20	9,0	0,27	6,3	0,28	7,6	0,32	9,4	0,26
Południkowa C	5,6	0,32	8,9	0,30	6,9	0,21	6,5	0,25	7,8	0,26
Cyklonalna	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 powietrza w Europie (w zimie) są kształtowane głównie zbliżoną cyklicznością 7,4-letnią typów cyklonalnych ($R = 0,41$) i 7,8-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 seriach pomiarów (od 1720 roku) zlodowacenia Bałtyku (Kozuchowski 1994).

W ciągach czasowych liczb Wolfa w latach 1748-1993 i 1700-1993 występują okresy: 8,1 i 8,5 lat, o amplitudzie $\Delta W = 2b = 21,2$ i 23,5. Wskaźnik zawartości pyłu wulkanicznego 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 8,84-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 atmosfery.

Cykl około 8-letni temperatury powietrza (cyrkulacji atmosfery) 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).

Analogiczne okresy są obecne w chronologicznych ciągach szerokości pierścieni (słojów) dębów rosnących w Polsce (tab. 8)

Tabela 8. Okresy (Θ lat) około 8-letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII-XX w.); R – współczynnik korelacji

Table 8. Close-to-8 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	8,0	0,127	Roztocze	7,6	0,147
Gołdap	7,8	0,154	Suwałki	7,5	0,278
Hajnówka	7,9	0,144	Toruń	7,7	0,161
Koszalin	8,6	0,193	Warszawa	7,7	0,175
Kraków	7,7	0,235	Wrocław	8,3	0,206

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 tabelach 9 i 10.

Tabela 9. Okresy około 11-letnie temperatury powietrza w porach roku i roku w Europie

Table 9. 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	0,5	11,2	0,7	11,3	0,3	11,4	0,2	11,1	0,3
Kraków	11,3	0,7	11,2	0,7	11,4	0,3	10,8	1,0	11,3	0,3
Praga	11,8	0,5	11,2	0,6	11,7	0,2	11,1	0,2	11,4	0,2
Genewa	11,1	0,4	11,2	0,4	11,3	0,4	11,2	0,1	11,1	0,2
Anglia	11,2	0,5	11,1	0,2	11,1	0,2	11,2	0,2	11,1	0,2

Tabela 10. Okresy około 11-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 10. 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	11,4	1,62	11,3	0,30

(* – nieco inny przedział czasu niż w tab. 9).

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. 11).

Tabela 11. Okresy około 11-letnie opadów atmosferycznych w Polsce

Table 11. 11-years periods of precipitation in Europe

Miejscowość	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	□ΔP	Θ	□ΔP	Θ	%	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 (P) jest większy w zimie niż w lecie (przekracza $\frac{1}{4}$ części sumy P). Amplitudy względne ($\frac{P_{\max} - P_{\min}}{P}$) 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. 12).

Tabela 12. Okresy (Θ lat) około 11-letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII-XX w.), R – współczynnik korelacji

Table 12. 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
Gołdap	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.13).

Tabela 13. Okresy około 11-letnie aktywności Słońca i stałej słonecznej

Table 13. 11-years periods of solar activity and solar constant

Liczby Wolfa		Stała słoneczna	
Θ	ΔW	Θ	$\frac{\Delta s}{s}$ %
10,0	48,3	10,1	0,35
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-letniego (średniego w latach 1700-1993) stałej słonecznej o minimalnej wariancji resztkowej $\varepsilon^2 = 7,1 \cdot 10^{-5}$ i współczynniku 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 ($\log \frac{DVI}{\Delta t}$)

$\Theta = 11,7$ 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.14). W otoczeniu maksimum plam słonecznych w tych cyklach kumulowana energia słoneczna w głębszych warstwach lądów i oceanów, wywiera wpływ na prądy morskie i cyrkulację atmosferyczną.

Tabela 14. Okresy około 100- i 180- letnie: aktywności Słońca, stałej słonecznej i erupcji wulkanicznych (lata)

Table 14. The close – to – 100 and 180-year long periods of solar activity, solar constant and volcanic eruption (years)

Zmienna	100-letni	180-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. 15, 16).

Tabela 15. Okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 15. 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 16. Okresy około 180-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 16. 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. 17). Ekstrema cyklu 180-letniego (zbliżonego do długości serii instrumentalnych) wielokrotnie powtarzają się w ciągach dendrologicznych sprzed tysiąca czy też kilkuset lat.

Tabela 17. Okresy (Θ lat) około 35., 100. i 180-letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 17. Close-to-35-, 100- and 200-years cycles (Θ years) of tree ring widths from Europe (Scots pine, Norway spruce and European larch)

Drzewo	Przedział czasu	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Sosna:							
Forfiorddalen (Norwegia)	877-1994	35	0,148	112	0,178	189	0,121
Kola (Rosja)	1577-1997	33	0,259	109	0,394	186	0,277
Świerk:							
Stonnggrandes (Norwegia)	1403-1997	35	0,165	114	0,191	-	-
Falkenstein (Niemcy)	1540-1995	46	0,225	110	0,298	189	0,414
Modrzew:							
Pinega I (Rosja)	1578-1990	32	0,286	103	0,177	217	0,286

Parametry sinusoidalnych cykli szerokości słoików badanych drzew rosnących w Europie (Θ – okres, b – amplituda, c – faza, R – współczynnik korelacji wielokrotnej podano w odpowiednich zestawieniach – tab. 20, 21, 22. Natomiast widma rocznych przyrostów niektórych drzew przedstawiają wykresy: sosny – rys. 1,2,3, świerka – rys. 4, 5, 6, modrzewia – rys. 7

10.3. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na klimat Europy

Na klimat środkowej Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Wyż Azorski i Niz 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 Nizu 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 Nizu 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 widmie wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997 podano w tabeli 18 (*R* – współczynnik korelacji).

Tabela 18. Okresy wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997

Table.18. 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.

10.4. 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 otrzymane na podstawie interferencji wykrytych cykli: liczb Wolfa i wskaźnika *NAO*:

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

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05, według testu *F* Fishera-Snedecora).

W ten sam sposób (z składnikiem liniowym at i $a=0$) i opracowano prognozy średniej rocznej temperatury powietrza w 40. miejscowościach w Europie (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 2007).

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 sło-

necznej) 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 słoików) drzew rosnących w Europie przedstawiają wykresy: sosny – rys. 8,9, świerka – rys. 10, 11, jodły – rys. 12, 13 i dębu – rys. 14, 15, 16. 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. dwóch świerków, rosnących w Niemczech i we Włoszech funkcje prognostyczne $y = f(t)$ uwzględniają okresy podane w 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	
12	0,059	12	0,034
15	0,143	23	0,047
25	0,123	39	0,148
46	0,217	53	0,175
53	0,160	63	0,205
73	0,328	77	0,130
110	0,303	99	0,186
189	0,416	191	0,083
429	0,399		0,718

Słoje 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.

Prognozowane duże ocieplenie w XXI wieku, na podstawie interferencji cykli przyrostów rocznych (słójów) drzew rosnących w Europie wynika także z uwzględnienia liniowej tendencji *at*.

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

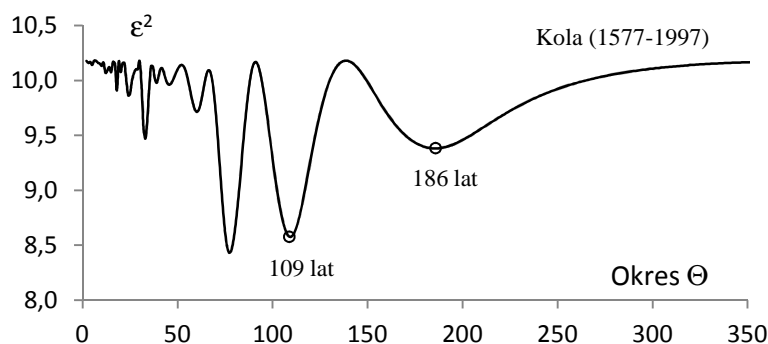
Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Nie bez znaczenia są prawie przystające proste regresji standaryzowanych wartości aktywności Słońca i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000.

$$W' = 0,0037t - 6,956,$$

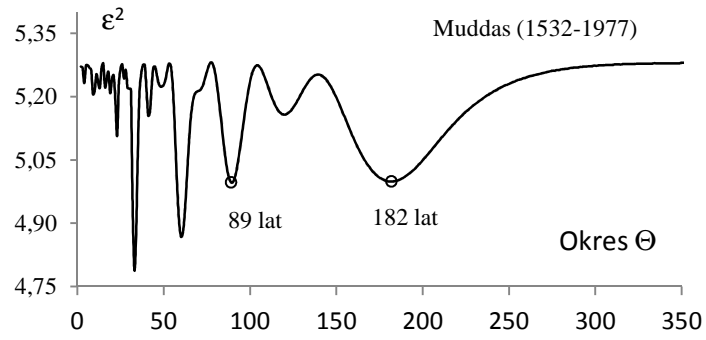
$$T' = 0,0047t - 8,940$$

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.

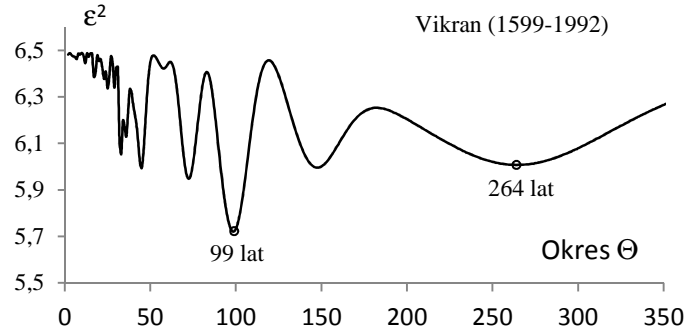
Widma oscylacji szerokości słójów drzew w Europie (rys.1-7)



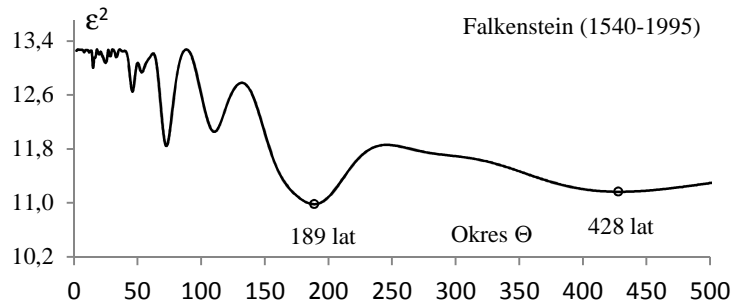
Rys. 1. Widmo szerokości słójów sosny (*Pinus sylvestris*) – Kola (1577-1997, Rosja)
Fig. 1. Spectrum of tree ring widths of Scots pine (*Pinus sylvestris*) – Kola (1577-1997, Russia)



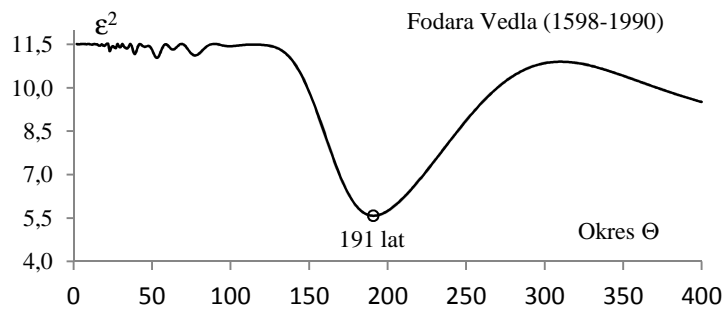
Rys. 2. Widmo szerokości słoów sosny (*Pinus sylvestris*) – Muddas (1532-1972, Szwecja)
Fig. 2. Spectrum of tree ring widths of Scots pine (*Pinus sylvestris*) – Muddas (1532-1972, Sweden)



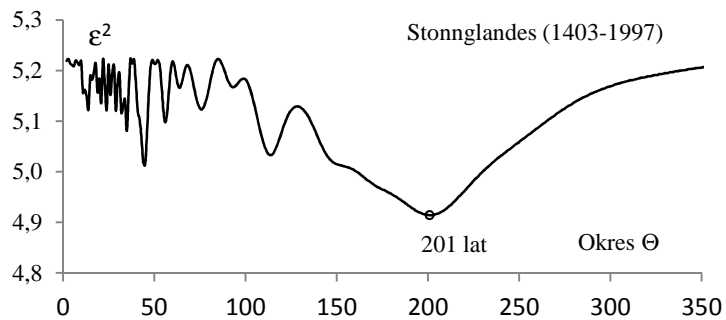
Rys. 3. Widmo szerokości słoów sosny (*Pinus sylvestris*) – Vikran (1599-1992, Norwegia)
Fig. 3. Spectrum of tree ring widths of Scots pine (*Pinus sylvestris*) – Vikran (1599-1992, Norway)



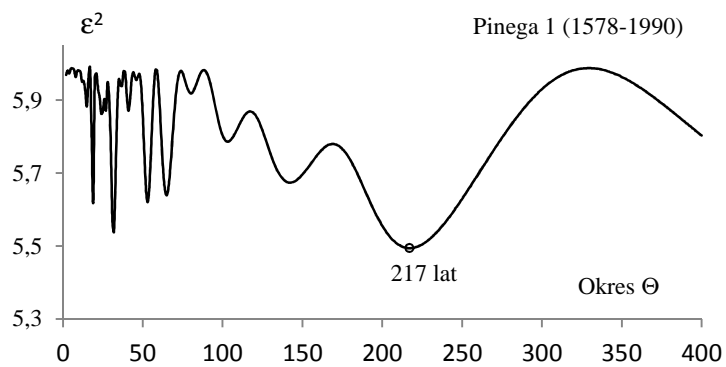
Rys. 4. Widmo szerokości słoów świerka (*Picea abies*) – Falkenstein (1540-1995, Niemcy)
Fig. 4. Spectrum of tree ring widths of Norway spruce (*Picea abies*) – Falkenstein (1540-1995, Germany)



Rys. 5 Widmo szerokości słoów świerka (*Picea abies*) – Fodara Vedla (1598-1990, Włochy)
Fig.5. Spectrum of tree ring widths of Norway spruce (*Picea abies*) – Fodara Vedla (1598-1990, Italia)



Rys. 6. Widmo szerokości słoów świerka (*Picea abies*) – Stonnglandes (1403-1997, Norwegia)
Fig. 6. Spectrum of tree ring widths of Norway spruce (*Picea abies*) – Stonnglandes (1403-1997, Norway)



Rys.7. Widmo szerokości słoów modrzewia (*Larix decidua*) – Pinega 1 (1578-1990, Rosja)
Fig. 7. Spectrum of tree ring widths of European larch (*Larix decidua*) – Pinega 1 (1578-1990, Russia)

Amplitudy i fazy cykli szerokości słojuw drzew w Europie (tab.20-22)

Tabela.20. Cykle szerokości słojuw sosny (*Pinus sylvestris*, *Pinus nigra*) i świerka (*Picea abies*)
Table.20. The cycles of tree ring widths of Scots pine (*sSylvestris*, *nigra*) and spruce (*Picea abies*)

Forfjorddalen, Norwegia <i>Pinus sylvestris</i> 877-1994				Karhunpesakivi Finlandia <i>Pinus sylvestris</i> 1396-1993.				Kola , Rosja <i>Pinus sylvestris</i> 1577-1997			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
9	0,330	1,3511	0,094	23	0,546	-0,8792	0,137	12	0,464	0,6931	0,104
22	0,373	-2,7237	0,108	28	0,635	-0,7920	0,155	18	0,774	2,5878	0,163
35	0,517	-1,5916	0,147	32	0,686	1,6109	0,190	24	0,854	0,5317	0,176
59	0,360	2,8686	0,113	49	0,705	-1,2153	0,166	33	1,323	-0,3607	0,264
71	0,425	0,5040	0,139	72	0,601	2,9868	0,201	39	0,439	-2,3441	0,141
99	0,440	-1,0134	0,166	85	1,257	-1,9919	0,306	46	0,692	0,3900	0,146
112	0,457	0,8515	0,177	107	0,597	-0,2726	0,178	60	0,583	-0,6880	0,214
133	0,516	-1,4801	0,170	137	0,546	-0,4014	0,178	77	1,558	-0,2060	0,414
189	0,366	1,4378	0,120	176	0,521	2,8056	0,118	109	1,484	2,4742	0,397
257	0,163	3,0652	0,041	265	2,021	-1,1806	0,487	186	1,171	-1,1779	0,280
Muddas, Szwecja <i>Pinus sylvestris</i> 1532-1977				Pyaozera, Rosja <i>Pinus sylvestris</i> 1546-1993				Picos, Hiszpania <i>Pinus sylvestris</i> 1527-1988			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
9	0,399	1,7204	0,119	12	0,416	-0,2954	0,110	7	0,223	0,2838	0,106
13	0,334	2,1656	0,107	18	0,741	2,7764	0,192	13	0,393	-1,6615	0,184
16	0,373	-0,3742	0,106	27	0,740	-0,5273	0,199	19	0,230	-0,4817	0,104
23	0,628	-1,7616	0,182	29	0,839	0,7146	0,216	24	0,395	-1,0975	0,184
33	1,034	-0,2418	0,305	44	0,736	-2,6520	0,185	28	0,347	3,0577	0,161
41	0,528	-0,5936	0,155	49	0,405	2,6853	0,140	32	0,138	3,0462	0,058
49	0,283	1,1473	0,104	75	1,058	-2,9956	0,353	113	0,022	2,4935	0,019
60	0,798	-0,2613	0,280	95	0,931	0,0483	0,348	170	0,022	0,5216	0,019
89	0,520	2,9362	0,232	126	0,727	0,3314	0,314				
182	0,664	3,1043	0,231	196	1,354	-2,8475	0,430				
Vikran, Norwegia <i>Pinus sylvestris</i> 1599-1992				Puerto Liano, Hiszpania <i>Pinus nigra</i> 1585-1985				Riscopal, Hiszpania <i>Pinus nigra</i> 1523-1988			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
7	0,251	-1,8296	0,067	8	0,662	-1,2330	0,226	12	0,329	2,3833	0,100
12	0,300	0,3531	0,085	10	0,282	-0,0337	0,102	17	0,375	-2,1342	0,113
25	0,564	1,2387	0,154	13	0,487	-1,6923	0,169	21	0,699	1,9996	0,222
29	0,477	0,5738	0,153	18	0,368	-3,0066	0,124	24	0,671	-1,1087	0,231
33	0,874	-0,7313	0,260	23	0,320	1,1301	0,124	33	0,648	0,0294	0,199
45	1,073	1,8412	0,277	28	0,316	2,2091	0,112	42	0,378	1,1662	0,151
72	0,870	2,8813	0,289	45	0,764	2,0366	0,265	48	0,203	-0,5494	0,106
99	1,012	-2,6710	0,344	79	0,486	0,3754	0,185	63	0,386	-2,2707	0,136
148	0,770	0,5560	0,276	136	0,302	3,1318	0,119	89	0,302	-0,7118	0,105
264	0,872	-1,6776	0,273	251	0,099	-1,7575	0,034	163	0,134	-1,3196	0,055
Tajo, Hiszpania <i>Pinus nigra</i> 1610-1988				Torrefon , Hiszpania <i>Pinus nigra</i> 1485-1988				Falkenstein, Niemcy <i>Picea abies</i> 1540-1995			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
12	0,531	2,1571	0,163	9	0,362	0,1958	0,099	8	0,293	0,2353	0,057
18	0,573	2,7765	0,169	15	0,643	3,0063	0,180	12	0,334	-0,3831	0,059
20	0,380	1,9409	0,124	20	0,432	2,5677	0,133	15	0,776	2,6834	0,143
28	0,978	2,1814	0,224	24	0,779	-1,9263	0,226	25	0,612	-1,2772	0,123
31	0,964	3,0713	0,249	27	0,356	-1,7777	0,131	46	1,014	0,8256	0,217
38	0,607	1,8629	0,189	30	0,592	2,9667	0,173	53	0,884	-0,2560	0,160
45	0,285	-0,1833	0,130	41	0,414	-1,2997	0,129	73	1,594	-1,5741	0,328
61	0,254	2,9717	0,093	55	0,476	1,2682	0,139	110	1,385	0,2286	0,303
92	0,550	2,8832	0,167	112	0,220	1,0094	0,060	189	1,820	0,7056	0,416
231	0,070	0,1092	0,031	155	0,136	-1,8878	0,034	429	1,630	0,2336	0,399

Tabela.21 Cykle szerokości słoju świerka (*Picea abies*,) i świerka (*Picea abies*), modrzewia (*Larix deciduas*), jodły (*Abies alba*)

Table. 21 The cycles of tree ring widths Norway spruce (*Picea abies*), European larch (*Larix deciduas*), pine Sylver fir (*Abies alba*)

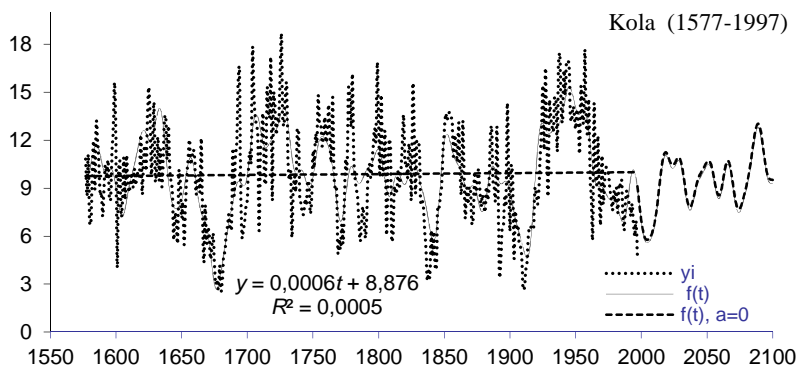
Fodara Vedla, Włochy <i>Picea abies</i> 1598-1990				Guadarrama 1, Hiszpania <i>Picea abies</i> 1726-1983				Guadarrama 4, Hiszpania <i>Picea abies</i> 1599-1984			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
8	0,167	1,5612	0,034	4	0,405	-2,1245	0,105	11	0,336	0,7279	0,141
12	0,281	1,4108	0,047	8	0,330	-1,1024	0,082	14	0,391	1,7570	0,148
23	0,676	-1,3095	0,148	11	1,067	1,7469	0,271	25	0,542	-1,6407	0,208
39	0,771	1,6377	0,175	15	1,072	-2,1603	0,275	31	0,590	1,3709	0,233
53	0,918	1,5109	0,205	27	0,803	0,5575	0,233	37	0,680	-1,6810	0,272
63	0,317	-0,4174	0,130	46	1,404	-1,8021	0,367	62	0,205	1,2496	0,100
77	0,606	-2,4669	0,186	61	0,275	-0,4844	0,146	95	0,267	1,7381	0,122
99	0,246	0,9379	0,083	90	0,737	0,6052	0,201	219	0,064	-0,8679	0,048
191	2,971	0,0658	0,718								
Stonnglandes, Norwegia <i>Picea abies</i> 1403-1997				Zagradeniye, Grecja <i>Picea abies</i> 1635-1979				Berchtesgaden, Niemcy <i>Larix decidua</i> 1339-1947			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
14	0,447	1,8882	0,139	9	0,207	0,0553	0,095	7	0,306	2,5340	0,097
29	0,422	1,9326	0,140	13	0,275	-0,3122	0,127	14	0,342	0,9150	0,108
32	0,492	1,7328	0,143	25	0,488	1,2988	0,244	20	0,424	-0,7737	0,126
35	0,575	-1,7321	0,165	28	0,637	1,2199	0,288	22	0,597	-1,6506	0,174
45	0,632	1,8424	0,201	33	0,424	1,0397	0,218	38	0,476	-0,7101	0,152
56	0,393	-1,7343	0,155	83	0,487	2,2196	0,312	42	0,462	1,2639	0,145
76	0,424	-1,7063	0,139	129	0,666	-2,2681	0,391	73	0,468	-0,7281	0,165
114	0,558	0,4485	0,191	267	0,423	2,1528	0,260	88	0,248	0,8732	0,109
201	0,764	2,2289	0,243					192	0,147	1,7568	0,050
Les Merveilles 1, Francja <i>Larix decidua</i> 1187-1974				Les Merveilles 2, Francja <i>Larix decidua</i> 988-1974				Oberurgl, Austria <i>Larix decidua</i> 1604-1972			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
11	0,325	2,6633	0,084	11	0,243	2,7194	0,071	7	0,599	3,0198	0,154
17	0,445	1,2541	0,118	17	0,329	1,4535	0,098	10	0,382	2,9909	0,099
30	0,528	-1,1299	0,132	22	0,327	3,1083	0,095	15	0,286	2,4159	0,067
40	0,483	-2,7736	0,118	34	0,370	0,6625	0,111	22	0,493	-1,5952	0,176
66	0,510	0,9793	0,127	40	0,314	2,9657	0,101	24	0,936	0,3049	0,268
89	0,472	1,3748	0,126	49	0,436	1,4177	0,141	63	0,955	-0,9817	0,253
113	0,459	-2,2960	0,126	64	0,479	1,9875	0,141	94	0,689	2,6392	0,149
189	0,485	1,8909	0,139	89	0,295	1,3842	0,079	165	0,688	-1,3430	0,170
614	0,218	-0,5333	0,057	182	0,269	-0,7358	0,073				
				300	0,351	-1,3807	0,102				
Pinega 1, Rosja <i>Larix decidua</i> 1578-1990				Fodara Vedla, Włochy <i>Abies alba</i> 1474-1990				Prayo Magno, Włochy <i>Abies alba</i> 1540-1973			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
12	0,299	-0,0979	0,080	20	0,552	-0,4403	0,124	14	1,053	-2,8477	0,131
19	0,873	1,1725	0,248	24	0,609	0,1805	0,135	33	1,329	1,6647	0,171
32	0,912	1,1729	0,274	47	0,436	1,0778	0,122	37	0,988	3,0825	0,121
53	0,774	-2,9463	0,248	57	0,439	-0,7882	0,134	48	1,145	-1,1204	0,140
65	0,631	1,2667	0,241	65	0,513	0,5797	0,164	57	1,554	0,0186	0,208
103	0,384	2,0833	0,184	76	0,474	2,3965	0,172	70	1,642	0,8181	0,235
142	0,770	1,4612	0,229	91	0,410	-2,6837	0,159	94	2,409	-0,3119	0,379
217	0,580	2,3395	0,287	135	0,576	0,4162	0,166	134	1,131	0,7681	0,325
				196	1,207	2,5341	0,419	244	4,255	3,1069	0,325
				420	3,132	-2,5546	0,763				

Tabela 22. Cykle szerokości słoju dębu (*Quercus petraea*, *Quercus robur*), Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, R – współczynnik korelacji

Table 22 The cycles of tree ring widths of Sessile oak (*Quercus petraea*), Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, R – correlation coefficient

Ardeny, Belgia <i>Quercus petraea</i> 118-1986				Bodensee, Holandia <i>Quercus petraea</i> 1275-1986				Bourgogne, Fr <i>Quercus petraea</i> 681-1991			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
5	0,208	2,1236	0,040	15	0,711	-0,2804	0,099	32	0,499	-0,1431	0,098
7	0,242	2,5466	0,046	18	0,665	2,1025	0,093	39	0,509	-0,5554	0,107
9	0,244	-2,2887	0,045	28	0,904	1,9545	0,122	50	0,599	-0,3998	0,121
28	0,666	2,5096	0,119	68	1,504	2,5454	0,232	63	0,801	-1,1808	0,152
49	1,487	-0,1342	0,282	87	0,621	2,9027	0,108	124	0,550	0,2477	0,165
69	0,824	-0,9107	0,174	112	1,502	-0,6093	0,248	140	1,222	-0,7427	0,316
103	1,056	2,2678	0,211	143	1,840	2,8253	0,212	165	1,580	-1,5904	0,381
162	0,795	0,0120	0,175	197	2,594	2,7352	0,373	234	1,250	1,3144	0,285
258	1,481	-0,7447	0,334	333	4,464	-2,9926	0,577	485	1,797	-0,5070	0,372
Franche-Comte, Francja <i>Quercus petraea</i> 1294-1987				Hamburg, Niemcy <i>Quercus robur</i> 1340-1967				Shanes Castle, Irlandia <i>Quercus robur</i> 1649-1992			
Θ	b	c	R	Θ	b	c	R	Θ	b	c	R
20	0,728	-1,6603	0,099	12	0,546	2,1411	0,063	12	0,358	2,5629	0,083
29	0,746	-1,5957	0,108	16	0,988	-2,6670	0,111	19	0,289	-0,6819	0,084
54	1,095	-0,1071	0,151	23	0,931	0,2303	0,105	22	0,524	-0,4121	0,123
61	0,807	-2,0308	0,108	34	1,061	-3,0509	0,124	29	0,375	-1,6499	0,106
67	0,500	-0,9225	0,116	44	1,485	-2,4237	0,176	43	0,230	-0,2774	0,118
86	0,638	2,6671	0,119	71	1,359	-2,0733	0,140	51	0,608	-0,3952	0,223
108	1,692	2,7490	0,217	89	2,178	-3,0985	0,184	63	1,289	1,8307	0,399
141	1,027	0,6529	0,149	111	2,186	2,2242	0,265	84	1,128	0,2228	0,369
225	1,933	-1,0610	0,395	195	0,967	0,0555	0,280	145	2,047	2,1688	0,467
338	2,023	2,2980	0,305	353	5,474	1,5464	0,666				

Prognozy zmian klimatu Europy według szerokości słoju drzew (rys. 8-16)

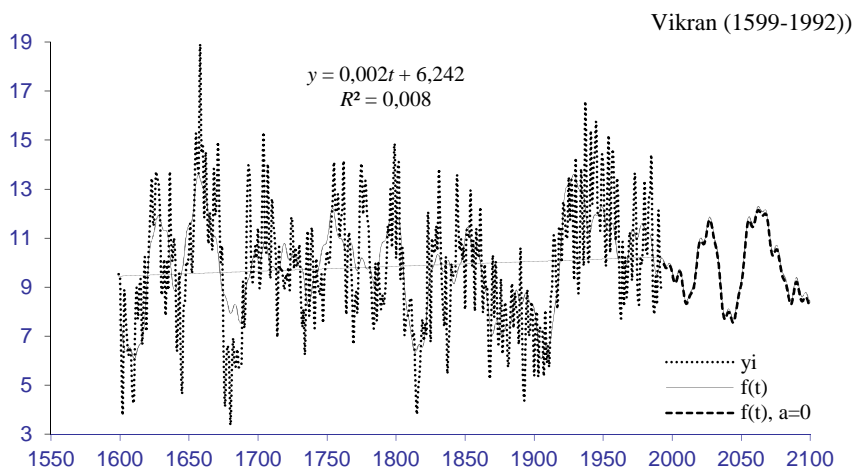


Rys. 8 Zmiany szerokości słoju sosny (*Pinus sylvestris*) na Półwyspie Kola (1577-1997, Rosja);

R – współczynnik korelacji wielokrotnej

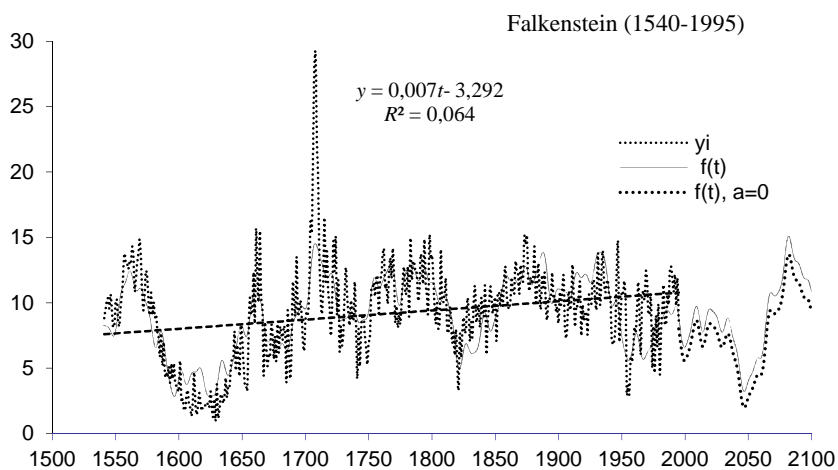
Fig. 8. Changes of Scots pine (*Pinus sylvestris*) tree ring widths in Kola (1577-1997, Russia);

R – multiple correlation coefficient



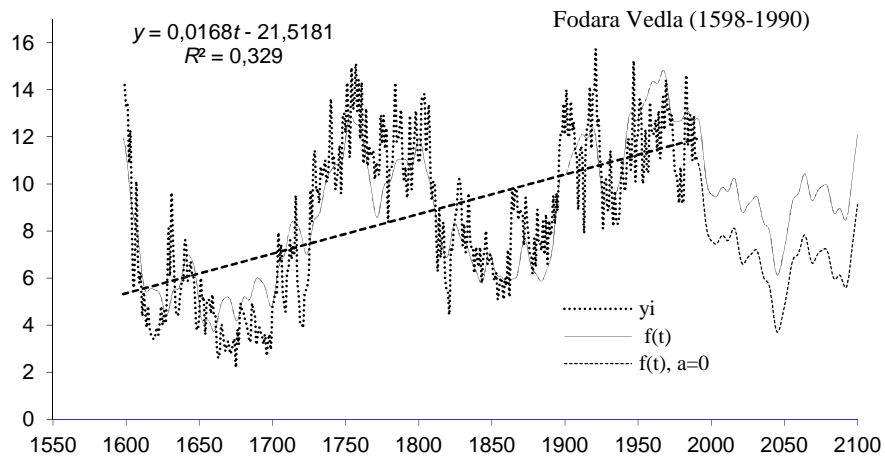
Rys. 9. Zmiany szerokości słoów sosny (*Pinus sylvestris*) w Vikran (1599-1992, Norwegia); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 9. Changes of Scots pine (*Pinus sylvestris*) tree ring widths in Vikran (1599-1992, Norway); R – multiple correlation coefficient

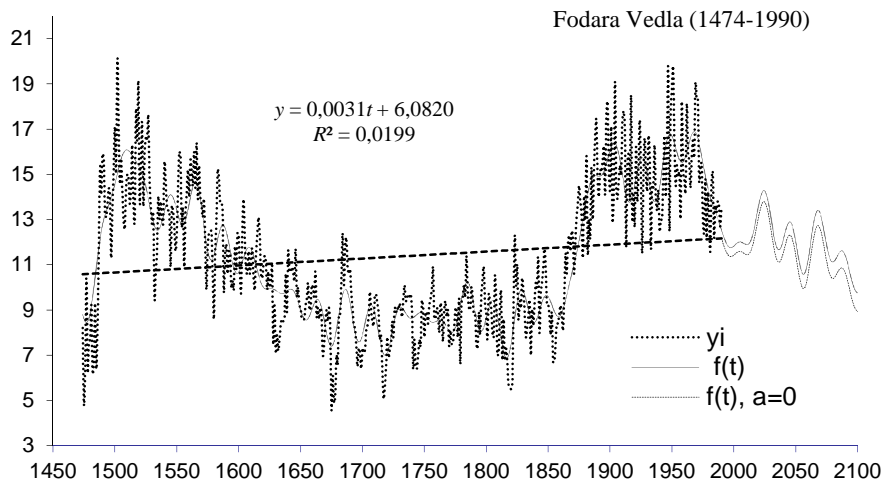


Rys.10. Zmiany szerokości słoów świerka (*Picea abies*) w Falkenstein (1540-1995, Niemcy); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

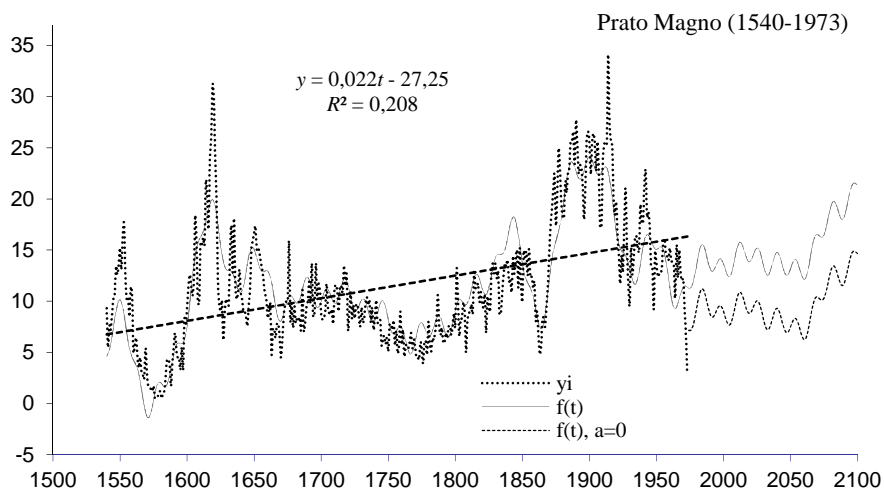
Fig. 10. Changes of Norway spruce (*Picea abies*) tree ring widths in Falkenstein (1540-1995, Germany); R – multiple correlation coefficient



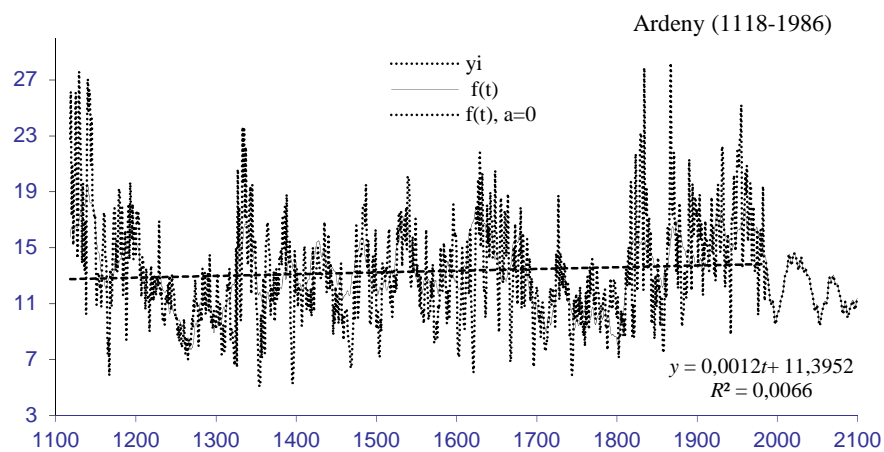
Rys.11 Zmiany szerokości słoów świerka (*Picea abies*) w Fodara Vedla (1598-1990, Włochy);
 R – współczynnik korelacji wielokrotnej
Fig. 11. Changes of Norway spruce (*Picea abies*) tree ring widths in Fodara Vedla (1598-1990, Italia);
 R – multiple correlation coefficient



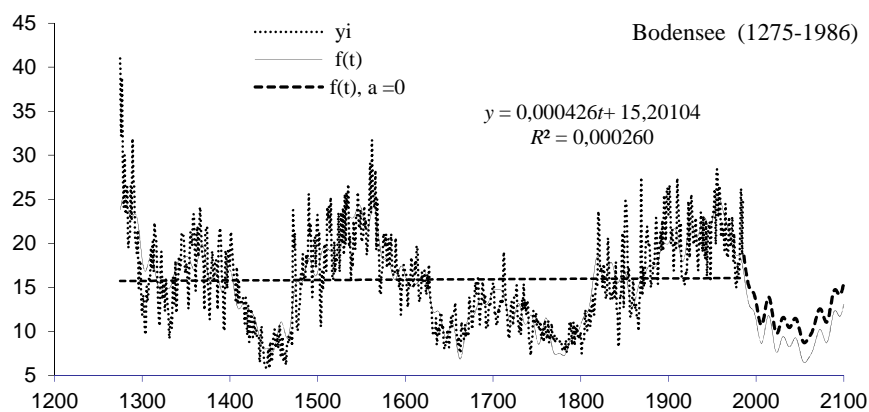
Rys.12 Zmiany szerokości słoów jodły (*Abies alba*) w Fodara Vedla (1474-1990, Włochy);
 R – współczynnik korelacji wielokrotnej
Fig. 12. Changes of pine Silver fir (*Abies alba*) tree ring widths in Fodara Vedla (1474-1990, Italia);
 R – multiple correlation coefficient



Rys.13 Zmiany szerokości słoów jodły (*Abies alba*) w Prayo Magno (1540-1973, Włochy);
 R – współczynnik korelacji wielokrotnej
Fig. 13. Changes of pine Silver fir (*Abies alba*) tree ring widths in Prayo Magno (1540-1973, Italia);
 R – multiple correlation coefficient

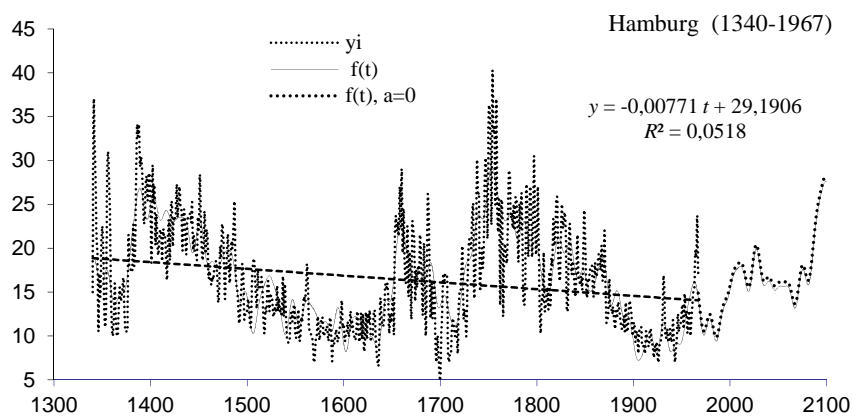


Rys. 14. Zmiany szerokości słoów dębu (*Quercus petraea*) w Ardenach (1118-1986, Belgia);
 R – współczynnik korelacji wielokrotnej
Fig. 14. Changes of Sessile oak (*Quercus petraea*) tree ring widths in Ardens (1118-1986, Belgium);
 R – multiple correlation coefficient



Rys. 15. Zmiany szerokości słoów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (1275-1986, Holandia); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 15. Changes of Sessile oak (*Quercus petraea*) tree ring widths in Bodensee (1275-1986, Holland); R – multiple correlation coefficient



Rys. 16. Zmiany szerokości słoów dębu (*Quercus robur*) w Hamburgu (1340-1967, Niemcy); R – współczynnik korelacji wielokrotnej

Fig. 16 Changes of English oak (*Quercus robur*) tree ring widths in Hamburg (1340-1967, Germany); R – multiple correlation coefficient

10.5. Ważniejsze wyniki badań

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.

Temperatura powietrza w Europie w XVIII-XX wieku. cechuje się cyklicznością około 8., 11., 100. i 180-letnią. 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. 23-25).

Tabela 23. Okresy (Θ lat) około 8. i 11- letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII-XX w.) R – współczynnik korelacji

Table 23. . 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	0,127	11,6	0,219	Roztocze	7,6	0,147	11,2	0,194
Gołdap	7,8	0,154	10,8	0,13	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. 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 24. Okresy około 100. i 180-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 24. 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	0,88	179	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	0,2	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	0,79	182,3	2,5	192,8	0,39
Innsbruck	69,9	0,8	84,6	0,5	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. 25).

Tabela 25. Okresy (Θ lat) około 100. i 180- letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 25. 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							
Forfiorddalen (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	-	-

Prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998)):

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

gdzie: Θ – okres , b – amplituda, c – przesunięcie fazowe. Wykresy funkcji prognozycznych $y = f(t)$ rocznych przyrostów niektórych drzew cechują się głównymi minimumami 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.

Summary

Climate coolings and warmings depend on the fluctuations of the solar energy reaching the Earth's surface, which in turn is shaped by the Sun's activity (the solar constant) and the content of volcanic ash in the atmosphere due to its ability to absorb and disperse solar radiation.

Air temperatures in Europe during the 18th-20th centuries were characterised by cycles lasting approximately 8, 11, 100 and 180 years. In winter, approximately 8-year air temperature cycles with large fluctuations prevailed: in Warsaw – 8.3-year (1.6°C), in Kraków (Cracow) – 8.3-year (1.9), Stockholm – 7.8-year (1.3), and Moscow – 7.9-year (0.8). Approximately 11-year cycles

are also displayed in air temperature spectrums, for example in winter: Warsaw – 11.6 (0.5°C), Kraków – 11.3 (0.8), Moscow – 11.4 (1.6).

Climate cycles determined on the basis of dendrological data from Europe (and Poland) over the last millennium until 2100 represent a novel contribution made by the study.

Similar periods can be seen in dendrological sequences of tree-ring widths of oaks growing in Poland (tab. 23-25)

Table 23. 8-year and 11-year cycles (Θ years) of ring widths of oaks growing in Poland (18th-20th c.), R – correlation coefficient

Location	Θ	R	Θ	R	City	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	Warsaw	7.7	0.175	11.1	0.124
Cracow	7.7	0.235	11.5	0.137	Wrocław	8.3	0.206	11.6	0.162

Long cycles of solar activity (100 and 180 years) play a major role in shaping the climate and determine approximately 100-year and 180-year cycles of air temperature in Europe. The periods which span nearly two centuries approximately correspond in length to the planetary cycle lasting 178.9 years, after the completion of which the values of the Solar System parameters are repeated.

Table 24. Approximately 100-year and 180-year cycles of air temperature in Europe

Location	Winter		Summer		Winter		Summer	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warsaw	113.4	1.22	75.0	0.88	179.0	0.44	208.2	0.66
Basel	85.5	0.14	87.6	0.64	-	-	227.4	0.26
Copenhagen	80.5	0.22	89.6	0.27	-	-	211.6	1.19
England	99.3	0.44	102.5	0.20	166.9	0.48	204.6	0.34
Stockholm	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	-	-

The chronological sequences of tree-ring widths of pine, spruce and larch in Europe have similar, approximately 100-year and 180-year cycles (tab. 28).

These forecasts were produced on the basis of interferences detected using Boryczka's "regression sinusoid" method (1998):

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

where: Θ_j – period, b_j – amplitude, c_j – phase shift. The graphs of predictive functions $y = f(t)$ for annual ring increases of some trees have their main minimums in the mid-21st century. In the case of the spruce in Falkenstein (1540-1995), the forecasts anticipate strong cycles, of 110, 189 and 429 years (with the correlation coefficients: $R = 0.30, 0.42$ and 0.40).

Table 25. Approximately 100-year and 180-year cycles (Θ years) of ring widths of trees growing in Europe (pine, spruce and larch)

Tree	Period	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Pine							
Forfiorddalen (Norway)	877-1994	112	0.178	189	0.121	-	-
Kola (Russia)	1577-1997	109	0.394	186	0.277	-	-
Spruce							
Stonnggrandes (Norway)	1403-1997	114	0.191	201	0.243	-	-
Falkenstein (Germany)	1540-1995	110	0.298	189	0.414	429	0.399
Fodara Vedla (Italy)	1578-1990	99	0.083	191	0.718	-	-
Larch							
Pinega 1 (Russia)	1598-1990	103	0.184	217	0.286	-	-

European climate is predominantly influenced by two major fields of atmospheric pressure: the Icelandic Low and the Azores High. These two pressure centres associated with the temperature difference between the waters of the Northern Atlantic and the mainland show a negative mutual correlation during the year. Analogous atmospheric circulation and Wolf number cycles as well as air temperatures are proofs of the impact of solar activity on atmospheric circulation (distribution of heat on the Earth).

In 1825-2000, the NAO index had cycles lasting 8, between 10 and 20, and 106.3 years, and the air temperature in Europe – of 8, 11, 100 and 180 years.

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. 127-175 – zmieniony.

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, s. 99-122 – zmieniony, recenzent tomu: Bohdan Mucha, Lwowski Uniwersytet im. Iwana Franki, Ukraina.

XI. WERYFIKACJA PROGNOZ OKRESOWYCH ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE (1779-2010)

Celem pracy jest weryfikacja prognoz klimatu powstałych w Zakładzie Klimatologii UW (podejmowanych przez J. Boryczkę ze współautorami) kilkakrotnie na podstawie najdłuższej w danym czasie serii obserwacyjnej z Warszawy, tzn. od 1779 roku. Sprawdzono prognozy przebiegu temperatury powietrza w Warszawie – w 30-leciu 1980-2010 i 20-leciu 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 zastosowaniem równań prostych regresji i oceną istotności współczynników korelacji (testem t- Studenta).

Znaczącym postępowaniem w badaniach zmian klimatu jest identyfikacja przyczyn naturalnych ochłodzeń i ociepleń klimatu w XVIII-XXI wieku. Dzięki zastosowaniu oryginalnej metody J. Boryczki „sinusoid regresji” możliwe były badania okresowości także zjawisk występujących w różnych odstępach czasu (erupcje wulkaniczne, warstwy osadów). Wykazano analogiczną cykliczność zmiennych: klimatologicznych, dendrologicznych i sedymentologicznych (izotop tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych i substancje organiczne w osadach jeziornych) – skutków oraz zmiennych astronomicznych i geologicznych, tj. domniemanych przyczyn. Powinna być spełniona zasada identyfikacyjna: „okresy skutków i przyczyn są zbliżone, a wahania synchroniczne”. Wykazano dominującą rolę aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych i w zmianach klimatu Ziemi.

Zbliżona cykliczność w przebiegu tych zmiennych umożliwiła opracowanie rekonstrukcji i prognoz zmian klimatu Europy w XXI wieku, przede wszystkim temperatury powietrza i szerokości słoje drzew. Ponadto interesujące są prognozy zmian klimatu półkuli północnej na najbliższe 100 000 lat na podstawie zmian promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery ($\varphi = 65^\circ \text{N}$) i okresowych wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym.

Wyznaczenie okresów zmian: aktywności Słońca, temperatury powietrza, jak też słoje drzew jest istotne dla wyjaśnienia przyczyn naturalnych wahań klimatu. W prognozach tendencji temperatury przyjęto założenie, że wykryte w seriach pomiarowych okresy krótkie i długie będą powtarzać się nadal. Uzasadnieniem są analogiczne okresy aktywności Słońca (stałej słonecznej), która warunkuje okresowe zmiany klimatu.

Cykle, tj. okresy Θ , amplitudy b i fazy c wyznaczano metodą „sinusoid regresji”, a wcześniej – „optymalnych cykli”, zmieniając okres sinusoidy Θ z odstępem czasu 0.1 roku:

$$y = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

Prognozy i rekonstrukcje temperatury powietrza – to wypadkowe nakładania się (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: t – czas, at – składnik liniowy

Liczbę uwzględnionych okresów i ich długość ustalano tak, by błąd standardowy trendu czasowego $f(t)$ był najmniejszy. Stąd ekstrapolowane wartości – rekonstruowane ($t < 0$) i prognozowane ($t > n$) cechują się wysokim poziomem wiarygodności.

11.1. Wpływ aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych na klimat

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

Okresy Θ_j , amplitudy b_j i fazy c_j wyznaczonych cykli (w latach 1749-2010 i 1700-2010) wraz z współczynnikiem korelacji R i wartością F_{obl} testu Fishera-Snedecora zestawiono w tab. 1.

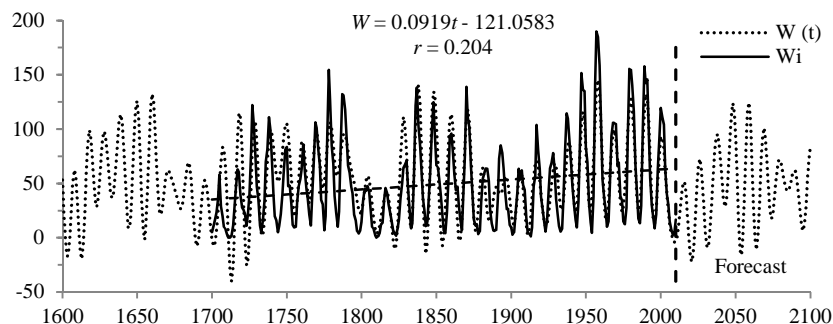
Tabela 1. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli liczb Wolfa w latach 1749-2010 i 1700-2010
 R –współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora

Table 1. Periods Θ , amplitudes b and phases c of Wolf number cycles in the years 1749-2010 and 1700-2010 – multiple correlation coefficient, F_{obl} – F-test

1749-2010					1700-2010				
Θ	b	c	R	F_{obl}	Θ	b	c	R	F_{obl}
5,3	4,320	-1,1558	0,077	0,781	5,5	4,778	1,6361	0,085	1,133
8,5	11,02	0,2389	0,189	4,775	8,5	11,196	0,2483	0,167	4,398
10,0	24,158	2,3963	0,399	24,451	10,5	17,558	-1,3896	0,406	30,444
11,0	30,237	1,0218	0,500	43,089	11,0	26,897	1,1350	0,529	59,771
11,8	17,859	-2,6703	0,273	10,399	11,9	13,109	-0,5048	0,266	11,687
14,1	6,411	1,9267	0,142	2,654	13,1	8,096	-2,5741	0,117	2,119
19,2	1,873	0,3273	0,073	0,694	14,1	3,512	1,7973	0,104	1,698
21,2	7,001	-0,4033	0,133	2,336	21,3	5,642	2,0865	0,105	1,720
30,1	4,572	1,6251	0,098	1,254	29,1	4,498	0,1769	0,098	1,503
35,2	3,015	-1,2441	0,088	1,002	37,4	3,683	0,3856	0,122	2,335
41,1	7,131	-1,5085	0,158	3,299	42,9	6,322	-1,8996	0,139	3,016
51,8	8,819	-1,4532	0,170	3,865	51,8	8,666	-1,1360	0,202	6,555
66,4	7,792	2,6537	0,164	3,580	61,2	7,619	0,6182	0,123	2,371
103,3	16,334	1,6550	0,279	10,972	103,1	13,937	1,2711	0,300	15,256
278,6*	8,599	0,1954	0,228	7,099	184,1	7,398	-2,7499	0,217	7,589

Największą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywa cykl 11-letni aktywności Słońca o największej amplitudzie $b = 26.9$ ($R = 0.529$) oraz istotne (na poziomie < 0.05) cykle najdłuższe: 103,1 lat i 184,1 lat o amplitudach $b = 13,9$ ($R = 0.30$) i $b = 7,4$ ($R = 0.22$). Cykl 11-letni aktywności Słońca w latach 1785-1798 był wydłużony do 14 lat i zanikający, a w pobliżu maksimum absolutnego aktywności Słońca (1957) – skrócony do 10

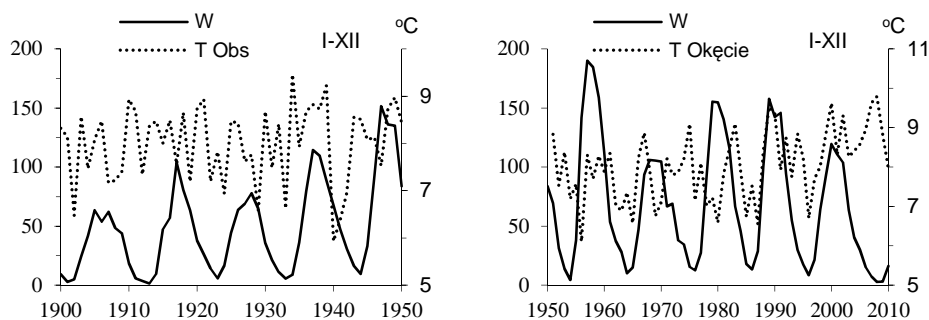
lat i miał dużą amplitudę. Interferencję najistotniejszych cykli aktywności Słońca: 8.5, 10.0, 11.0, 11.8, 14.1, 21.2, 30.1, 41.1, 51.8, 66.4, 103.3 i 184.1 lat o współczynniku korelacji wielokrotnej $R= 0.876$ w latach 1600-2100 przedstawiono na rys.1. Aktywność Słońca w latach 1700-2010 cechuje się tendencją rosnącą 9.19/100 lat – o współczynniku korelacji $r = 0.204 > r_{0.05}$ istotnym na poziomie 0.05 ($r_{0.05} < 0.195$).



Rys. .1. Zmiany aktywności Słońca W (liczb Wolfa) w latach 1600-2100 – z rekonstrukcją w latach 1600-1748 i prognozą na lata 2011-2100

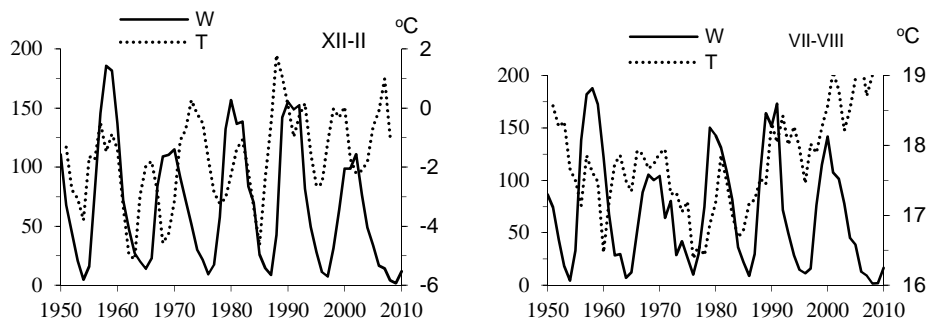
Fig. 1. Changes in solar activity W (Wolf numbers) in the years 1600-2100 – with a reconstruction for the years 1600-1748 and a forecast for the years 2011-2100

Zmiany temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolfa w latach 1900-1950 i 1951-2010 wykazują duże podobieństwo (rys. 2a , rys. 2b). Z synchroniczności wieloletnich zmian temperatury powietrza w Warszawie i liczb Wolfa wynika, że jedną z głównych przyczyn zmian klimatu jest aktywność Słońca.



Rys. 2a. Zmiany średniej rocznej temperatury powietrza (T) w Warszawie i liczb Wolfa (W) w latach 1900-1950 (Astronomical Observatory) i 1951-2010 (Okęcie)

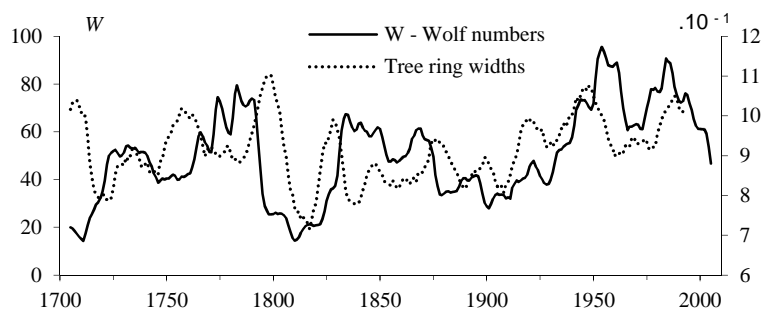
Fig. 2a. Air temperature changes in Warsaw-Okęcie (T – average values for consecutive 3-year periods) and Wolf numbers (W), year (1951-2010)



Rys. 2b. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie (T – średnich konsekwentnych 3-letnich) i liczb Wolfa (W) w zimie i lecie (1951-2010)

Fig. 2b. Air temperature changes in Warsaw-Okęcie (T – average values for consecutive 3-year periods) and Wolf numbers (W) in winter and summer (1951-2010)

Z liczbami Wolfa w latach 1700-2010 są skorelowane średnie szerokości słoików z pięciu drzew rosnących w Europie (rys. 3)



Rys. 3. Synchroniczne wahania średniej szerokości słoików 5 drzew rosnących w Europie i liczb Wolfa w latach 1700-2010 (średnie konsekwentne 11-letnie, współczynnik korelacji $r = 0.236 > r_{0.05}$)

Fig. 3. Synchronous fluctuations of the average tree ring widths of 5 trees growing in Europe and Wolf numbers in the years 1700-2010 (average values for consecutive 11-year periods, correlation coefficient $r = 0.236 > r_{0.05}$)

Są to drzewa: (1 sosna, 3 świerki i 1 modrzew) *Pinus silvestris* (Fortfjorddalen – Norwegia, 877-1994, *Picea abies* (Falkenstein – Niemcy, 1540-1995, Fodara Vedla – Włochy, 1598-1990, Stohnglandes – Norwegia, 1403-1997) i *Larix decidua* (Pinega – Rosja, 1578-1990).

Zmiany temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2000, przede wszystkim w zimie były uwarunkowane wahaniami Oscylacji Północnoatlantycznej (rys. 4a, rys.4b). Świadczy o tym duży współczynnik korelacji $r = 0,738$ temperatury T_i wskaźnika NAO większy od wartości krytycznej $r_{0.05} = 0,255$ (w lecie $r = -0,175$).

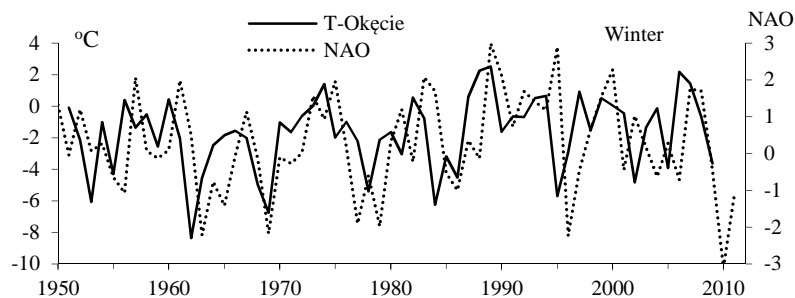


Fig. 4a. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie i wskaźnika NAO w zimie w latach 1951-2011
Fig. 4a. Air temperature changes in Warsaw-Okęcie and NAO values in winter in the years 1951-2010

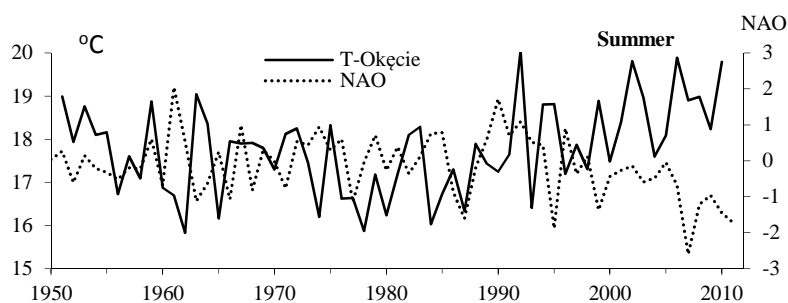


Fig. 4b. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie i wskaźnika NAO w lecie w latach 1951-2011
Fig. 4b. Air temperature changes in Warsaw-Okęcie and NAO values in summer in the years 1951-2010

W badaniach zmian klimatu duże znaczenia ma wykrycie okresowości zjawisk wulkanicznych. Miarą zawartości **pyłów wulkanicznych** w atmosferze jest wskaźnik *DVI* (dust veil index H. Lamba, 1969) w latach 1680-1980. Okresy tej zmiennej (nieciągłej) można było wyznaczyć jedynie metodą „sinusoid regresji” (tab. 2). W widmie wskaźnika $\log DVI$ w latach 1680-1980 są obecne okresy 5.3, 11.4, 13.2, 91,8 i 256.5 lat, cechująca się dużymi współczynnikami korelacji R : 0,36, 0,31, 0,29, 0,34 i 0,24. Interesujące są cykle: 11,4-letni i 91,8-letni wskaźnika $\log DVI$, zbliżone do znanych okresów aktywności Słońca

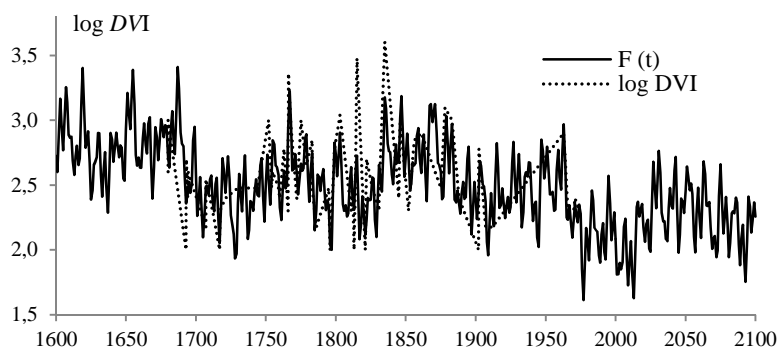
Interferencję cykli wskaźnika $F(t) = \log DVI$ (tab. 2) ze składnikiem liniowym $2.690577 - 0.00107t$ (o współczynniku korelacji wielokrotnej $R=0.719$) przedstawia wykres na rys. 5a.

Ich erupcje w różnych odstępach czasu warunkują ilość energii słonecznej dochodzącej do powierzchni Ziemi (promieniowania bezpośredniego i rozproszonego). Należy zauważyć postępujące oczyszczanie atmosfery z pyłów wulkanicznych w latach 1600-2100 – $\log DVI$ cechuje się tendencją malejącą.

Tabela 2. Okresy Θ , amplitudy b i fazy c cykli liczb wskaźnika $\log DVI$ w latach 1680-1980, (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)

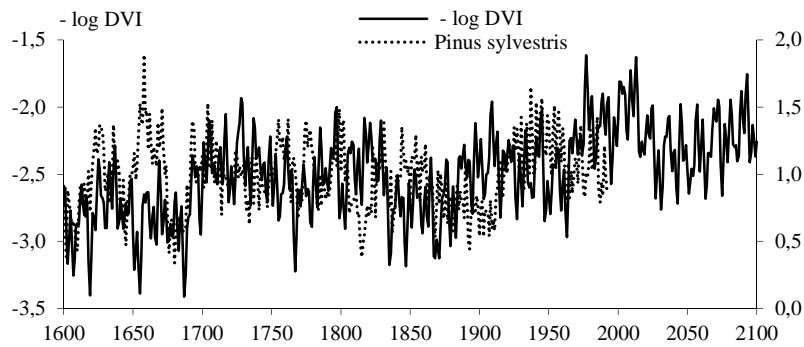
Θ	b	c	R	$F_{obl.}$	Θ	b	c	R	$F_{obl.}$
4,0	0,1627	-3,0401	0,339	4,15	16,4	0,0685	-0,9181	0,257	2,27
5,3	0,1076	-1,1978	0,362	4,83	30,8	0,0820	0,7333	0,205	1,40
8,6	0,0515	1,2260	0,287	2,87	38,4	0,0694	0,4305	0,223	1,68
11,4	0,1825	-2,5887	0,314	3,50	91,8	0,1734	1,8603	0,339	4,15
13,2	0,0200	-0,6048	0,287	2,87	256,5	0,1555	-3,1375	0,241	1,97



Rys. 5a. Zmiany wskaźnika pyłów wulkanicznych $\log DVI$ (dust veil index) w latach 1600-2100 według interferencji cykli $F(t)$, z prognozą na lata 1975-2100 i wartości zmierzonych

Fig. 5a. Changes in the $\log DVI$ index (dust veil index) in the years 1600-2100 based on cyclical interference $F(t)$, with a forecast for the years 1975-2100 and measured values

Tendencji rosnącej wskaźnika oczyszczenia atmosfery z pyłów wulkanicznych ($-\log DVI$) odpowiadają na ogół większe szerokości słoju np. sosny *Pinus sylvestris* z Vikran (1599-1992 (Stopa-Boryczka i in.) (rys.5b).



Rys. 5b. Zmiany szerokości słoje sosny *Pinus sylvestris* z Vikran (1599-1992) i wskaźnika -log DVI w latach 1600-2100

Fig. 5b. Changes tree ring widths of *Pinus sylvestris* (Vikran 1599-1992) and the -log DVI index in the years 1600-2100

11.2. Sprawdzalność prognoz temperatury powietrza w Warszawie według pomiarów w latach: 1779-1979, 1779-1990 i 1779-2002

Prognozy według pomiarów w latach 1779-1979 (z 1984 r.)

Prognozy tendencji temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980-2100 według danych z lat 1779-1979 (Obserwatorium Astronomiczne) opracowano po raz pierwszy na podstawie tzw. modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego wieloletnich zmian temperatury powietrza (Boryczka 1984, wzór 133). W modelu tym, oprócz interferencji 6 cykli o długościach $\Theta_1=1$ rok, $\Theta_2=11.2$ lat, $\Theta_3=22$ lat, $\Theta_4=18.6$ lat, $\Theta_5=90$ lat, $\Theta_6=220$ lat, uwzględniono dodatkowo modulację cyklu rocznego o częstotliwości $\Omega_1=2\pi$ przez cykle o częstotliwościach mniejszych $\Omega_3=2\pi/22$, $\Omega_5=2\pi/90$ i $\Omega_6=2\pi/220$, (z wzoru $\Omega_1 + \Omega_j$, $\Omega_1 - \Omega_j$):

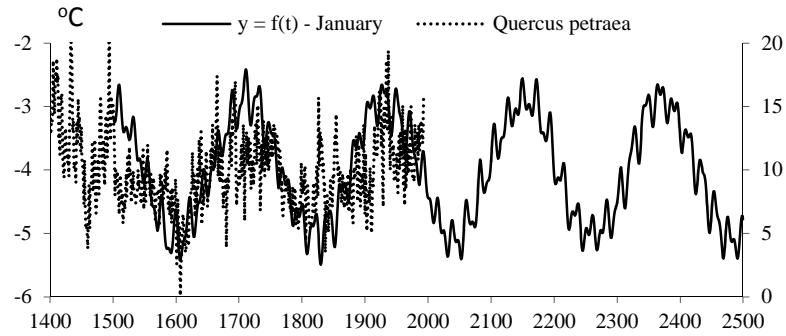
$$y = f(t) = 7,467 + 11,45 \sin(2\pi t - 2,1290) + 0,1552 \sin(2\pi t / 11,2 + 0,791) + 0,1057 \sin(2\pi t / 22 + 1,557) + 0,08462 \sin(2\pi t / 18,6 - 0,8183) + 0,1203 \sin(2\pi t / 90 + 2,531) + 0,5211 \sin(2\pi t / 220 - 2,913) + 0,1429 \sin(6,568784t + 2,013) + 0,07714 \sin(5,997586t - 0,6456) + 0,1019 \sin(6,352998t - 1,830) + 0,1101 \sin(6,213372t + 2,820) + 0,3219 \sin(6,311745t + 2,830) + 0,2629 \sin(6,254625t - 1,178)$$

Model rekonstrukcyjno-prognostyczny wyróżnia się dużym współczynnikiem determinacji $R^2 = 0.929$ i małym błędem standardowym $\delta = 2.255$ °C i statystyką Fishera-Snedecora $F_{\text{obl}} = 1298$ o 24 i 2387 stopniach swobody (dla poziomu istotności 0.01 $F_{\text{kr}} = 2,18$).

Cykle temperatury i szerokości słoje drzew są uwarunkowane: ruchem obiegowym Ziemi wokół Słońca, cyklem 11-letnim aktywności Słońca, cyklem 22-letnim pola magnetycznego plam słonecznych, precesjo-nutacją oraz około 100- i 180-letnim cyklem aktywności Słońca.

Żeby zweryfikować prognozy wynikające z tego modelu obliczono średnie miesięczne wartości temperatury powietrza, wstawiając do wzoru odpowiedni czas, tj. styczeń – $t + 0.0833$, lipiec – $t + 0.5833$, gdzie $t = 0$ – to rok 1778.

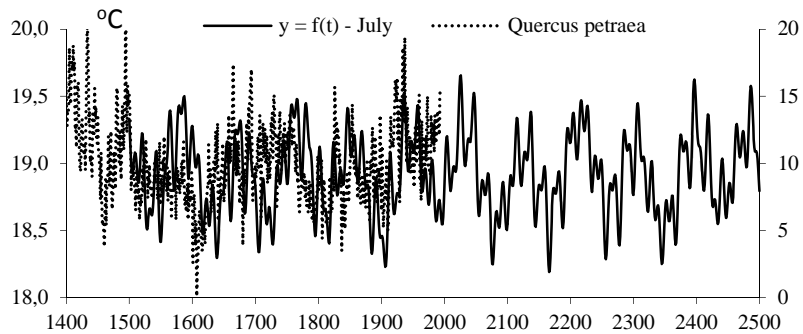
Interesująca jest synchroniczność zmian szerokości słojów dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (Holandia, 1398-1993) z wartościami temperatury powietrza w Warszawie w 1000-leciu 1500-2500, obliczonymi dla stycznia i lipca z modelu $T = f(t)$ (rys. 6-7).



Rys. 6. Zmiany szerokości słojów dębu w Bodensee (Holandia) w latach 1500-1993 w odniesieniu do wahań temperatury powietrza w styczniu w 1000-leciu 1500-2500, według modelu $y = f(t)$

Fig. 6. Changes in the widths of the oak tree rings in Bodensee (The Netherlands) in the years 1500-1993 relative to air temperature fluctuations in January in the millennium 1500-2500, based on the model $y = f(t)$

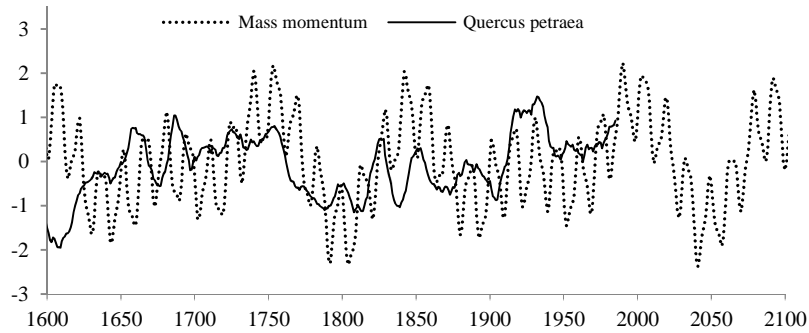
Odstęp czasu między głównymi minimami szerokości słojów dębu jest zbliżony do najdłuższego cyklu temperatury 200 lat. Widmo szerokości słoje tego dębu cechuje się dwoma najsilniejszymi cyklami o długościach 112 i 197 lat – o współczynnikach korelacji $R = 0,248$ i $R = 0,373$.



Rys. 7. Zmiany szerokości słojów dębu w Bodensee (Holandia) w latach 1500-1993 w odniesieniu do wahań temperatury powietrza w lipcu w 1000-leciu 1500-2500, według modelu $y = f(t)$

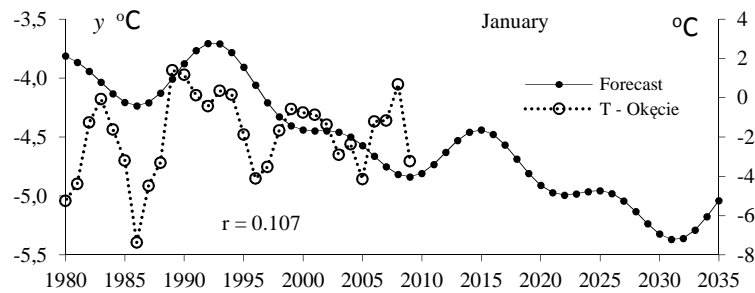
Fig. 7. Changes in the widths of the oak tree rings in Bodensee (The Netherlands) in the years 1500-1993 relative to air temperature fluctuations in July in the millennium 1500-2500, based on the model $y = f(t)$

Zmiany szerokości słoju dębu w Bodensee (Holandia) w latach 1500-1993 są podobne do zmian momentu masy planet Układu Słonecznego (rys.8)

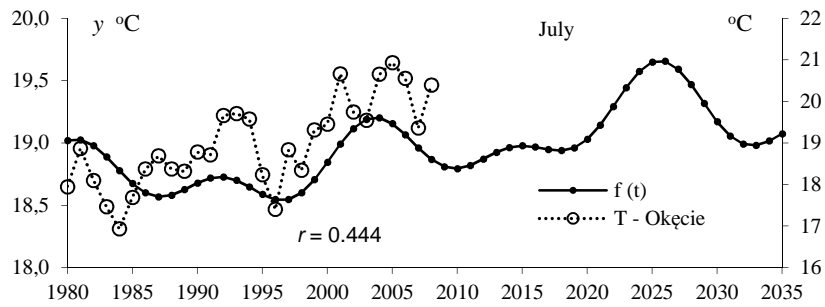


Rys. 8. Zmiany szerokości słoju dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee (standaryzowane) w latach 1500-1993 w odniesieniu do momentu masy planet Układu Słonecznego (składowej ekliptycznej $M_z = \sum m_j z_j$)
Fig. 8. Changes in the widths of the oak tree rings (*Quercus petraea*) in Bodensee (standardised) in the years 1500-1993) relative to the moment of mass of the Solar System planets (ecliptic $M_z = \sum m_j z_j$)

Weryfikacja obecna tego modelu polega przede wszystkim na porównaniu 30-letniej serii wyników pomiarów temperatury powietrza (średnich konsekwentnych 3-letnich w styczniu i lipcu) w Warszawie-Okęcie (T) z wartościami obliczonymi $y = f(t)$ – na lata 1980- 2010 (rys. 9-11). Na ogół jest dobra zgodność między minimami i maksimami temperatury powietrza w 31-leciu 1980-2010, według pomiarów i prognoz. Szczególnie wyróżnia się lipiec, w którym współczynnik korelacji $r = 0,444$ jest istotny na poziomie 0.05 ($r_{0.05} = 0.349$).

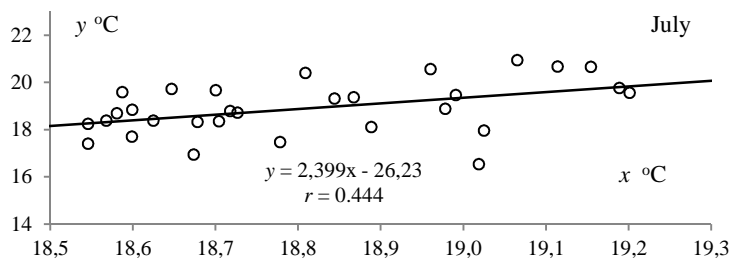


Rys. 9. Porównanie średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Warszawie w 30-leciu 1981-2010 zmierzonych na Okęcie (średnich konsekwentnych 3-letnich) i prognozowanych według modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego $f(t)$, January ($r = 0.107 < r_{0.05}$)
Fig. 9. Comparison of average monthly air temperature values in Warsaw in the 30-year period 1981-2010, measured in Okęcie (average values for consecutive 3-year periods), and predicted values based on the reconstruction and predictive model $f(t)$, January ($r = 0.107 < r_{0.05}$)



Rys. 10. Porównanie średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Warszawie w 30-leciu 1980-2010 zmierzonych na Okęcie (średnich konsekutywnych 3-letnich) i prognozowanych według modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego $f(t)$, July

Fig 10. Comparison of average monthly air temperature values in Warsaw in the 30-year period 1980-2010, measured in Okęcie, and predicted values (1980-2035) based on the model $f(t)$, July



Rys. 11. Regresja średnich miesięcznych (średnich konsekutywnych 3-letnich) wartości temperatury powietrza w Warszawie w lipcu w 30-leciu 1980-2010 zmierzonych na Okęcie (y) względem prognozowanych (x), $r = 0.444 > r_{0,05}$

Fig. 11. Regression of average monthly (average values for consecutive 3-year periods) air temperature values in Warsaw in July in the 30-year period 1980-2010, measured in Okęcie (y) in relation to forecasted values (x), $r = 0.444 > r_{0,05}$

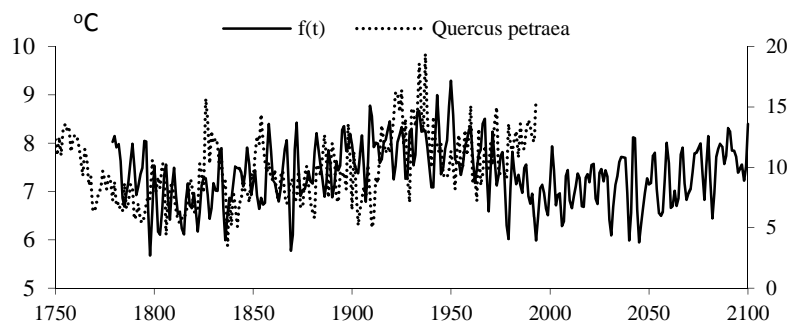
Prognozy według pomiarów w latach 1779-1979 (z 1993 r.)

W późniejszej prognozie tendencji średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie w latach 1980-2100 na podstawie tych samych danych z lat 1779-1979 (Boryczka, 1993), trend czasowy $T = f(t)$ jest superpozycją 15 cykli obecnych w widmie średnich konsekutywnych 12- miesięcznych wartości temperatury, wraz z najdłuższymi 89.67 lat i 195.17 lat:

$$\begin{aligned}
 T = f(t) = & 7,451 + \\
 & + 0,2365 \sin(2\pi/3,42 - 0,3058t) + 0,2020 \sin(2\pi/4,17 - 0,7981t) + 0,2185 \sin(2\pi/4,75 - 3,065t) + \\
 & + 0,1841 \sin(2\pi/5,17 - 0,0613t) + 0,1664 \sin(2\pi/5,50 + 1,254t) + 0,1439 \sin(2\pi/5,92 - 3,044t) + \\
 & + 0,1978 \sin(2\pi/6,50 - 1,170t) + 0,1449 \sin(2\pi/7,08 - 1,668t) + 0,2669 \sin(2\pi/7,75 + 0,1669t) + \\
 & + 0,2034 \sin(2\pi/8,42 - 1,387t) + 0,2033 \sin(2\pi/12,83 + 0,0806t) + 0,1955 \sin(2\pi/17,50 + 2,741t) + \\
 & + 0,1119 \sin(2\pi/60,08 + 1,198t) + 0,1533 \sin(2\pi/89,67 + 2,604t) + 0,5388 \sin(2\pi/195,17 + 3,080t)
 \end{aligned}$$

Najdłuższe cykle 89.72 i 195.17 lat mają współczynniki korelacji $R = 0.152$ i $R = 0.419$. Trend czasowy $T = f(t)$ cechuje się dużym współczynnikiem korelacji wielokrotnej $R=0.697$ i małym błędem standardowym $\delta = 0.672$ °C.

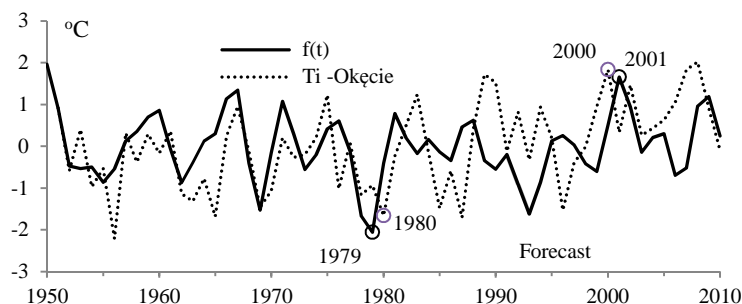
Na uwagę zasługuje również synchroniczność wahań temperatury w Warszawie wartości obliczonych z modelu $T = f(t)$ i szerokości słoików dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee w latach 1779-2100 (rys.12).



Rys. 12. Zmiany szerokości słoików dębu (*Quercus petraea*) w Bodensee i temperatury powietrza w Warszawie (Astr. Observ.) otrzymanych z modelu $T = f(t)$

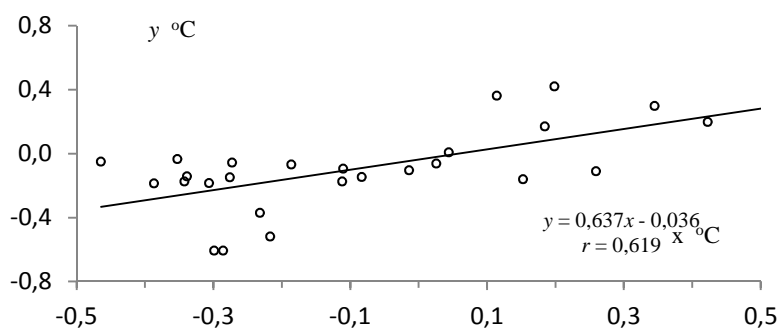
Fig. 12. Changes in the widths of oak tree rings (*Quercus petraea*) in Bodensee and air temperatures in Warsaw (Astronomical Observatory), obtained using the model $T = f(t)$

Wahania prognozowanych średnich 12- miesięcznych wartości temperatury powietrza $f(t)$ i zmierzonych na Okęciu (po redukcji tendencji w latach 1951-2010): $x = f(t) + 0.0035(t-1980)$ i $y = T_i - 0.027(t-1980)$ są na ogół zbieżne (rys. 13a i 13b).



Rys. 13a. Porównanie przekształconych wartości temperatury powietrza $y = T_i - 0.027(t-1980)$ w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2010 z prognozowanymi $x = f(t) + 0.035(t-1980)$

Fig. 13a. Comparison of transformed air temperature values $y = T_i - 0.027(t-1980)$ in Warsaw-Okęcie in the years 1951-2010 and predicted values $x = f(t) + 0.035(t-1980)$



Rys. 13b. Regresja wyników pomiarów y (średnich konsekwentnych 11-letnich) względem wartości obliczonych x w latach 1981-2010

Fig. 13b. Regression of the measurement results $y = T_i - 0.027(t-1980)$ (average consecutive values for 11-year periods) relative to calculated values $x = f(t) + 0.035 (t-1980)$ in the years 1981-2010

Prognozowane minimum wiekowe temperatury powietrza w Warszawie $T = f(t) = -6,02$ °C w roku 1979 prawie pokrywa się z najmniejszą $-6,59$ °C średnią roczną temperaturą powietrza na Okęciu w roku 1980. Jest to najmniejsza wg pomiarów na stacji Warszawa-Okęcie wartość temperatury w latach 1980-2010. Prognozowane główne maksimum temperatury na rok 2001 wystąpiło w roku 2000 (podczas maksimum aktywności).

O zgodności wyników pomiarów (y) na Okęciu z prognozowaną temperaturą (x) na lata 1980-2010 świadczy równanie prostej regresji i współczynnik korelacji $r = 0.619$ między średnimi konsekwentnym 11-letnimi wartościami y i x – istotny na poziomie 0.05 ($r_{0,05} = 0.381$).

Prognozy według pomiarów w latach 1779-1990 (z 2000 r.)

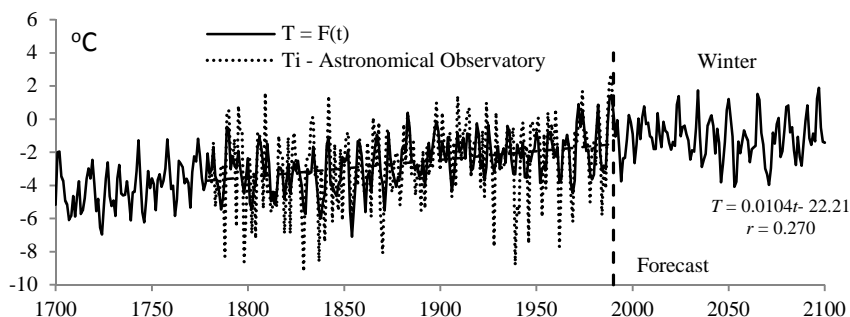
Najbardziej wiarygodne są prognozy tendencji temperatury powietrza w Warszawie na lata 1991-2100 opracowane na podstawie danych z Obserwatorium Astronomicznego z lat 1779-1990 (Boryczka i in., 2000). Przykładowo porównano średnie wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu (zima, styczeń, lato, lipiec, rok) z pomiarów w Warszawie-Okęcie z prognozowanymi na lata 1990-2010.

W zimie, trendy czasowe temperatury powietrza w Warszawie $T = f(t)$ i ze składnikiem liniowym $T = F(t)$ są wypadkową nakładania się 12 cykli obecnych w widmie temperatury, w tym najdłuższych 113.1 lat i 218.3 lat:

$$\begin{aligned}
 T = f(t) = & -2,634 + \\
 & +0,5148\sin(2\pi/2,6-1,327) + 0,5715\sin(2\pi/3,5+0,5523) + 0,6238\sin(2\pi/5,2 + 0,05656) + \\
 & +0,4422 \sin(2\pi/5,7 + 2,486) + 0,7067\sin(2\pi/7,7-0,7303) + 0,7349\sin(2\pi/8,3 -2,370) + \\
 & +0,4829 \sin(2\pi/8,7 -0,3237) + 0,4078\sin(2\pi/12,9+0,1328) + 0,456\sin(2\pi/15,2+2,318) + \\
 & +0,4940 \sin(2\pi/18,0-3,058) + 0,3645\sin(2\pi/113,1+2,040) + 0,8946\sin(2\pi/218,3+3,073)
 \end{aligned}$$

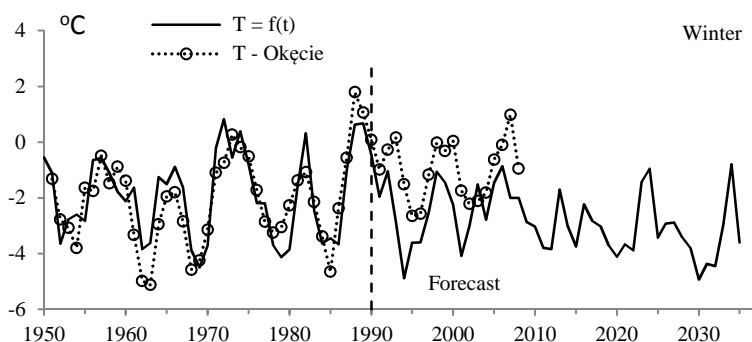
$$\begin{aligned}
T = F(t) = & -3,721 + 0,01025t + \\
& + 0,5218\sin(2\pi t/2,6 - 1,332) + 0,5674\sin(2\pi t/3,5 + 0,5448) + 0,6281\sin(2\pi t/5,2 + 0,06199) + \\
& + 0,4266\sin(2\pi t/5,7 + 2,484) + 0,7091\sin(2\pi t/7,7 - 0,7349) + 0,7349\sin(2\pi t/8,3 - 2,368) + \\
& + 0,4920\sin(2\pi t/8,7 - 0,3439) + 0,4082\sin(2\pi t/12,9 + 0,1191) + 0,4379\sin(2\pi t/15,2 + 2,252) + \\
& + 0,4685\sin(2\pi t/18,0 - 3,097) + 0,5029\sin(2\pi t/113,1 + 1,197) + 0,2097\sin(2\pi t/218,3 + 2,497)
\end{aligned}$$

Z porównań wartości temperatury powietrza wynikających z interferencji tych 12 cykli, tj. obliczonych z równań $T = f(t)$ i $T = F(t)$ z wartościami zmierzonymi w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2010 wynika dobra zgodność wyników pomiarów z prognozami zim na lata 1991-2010 (rys. 14-17).



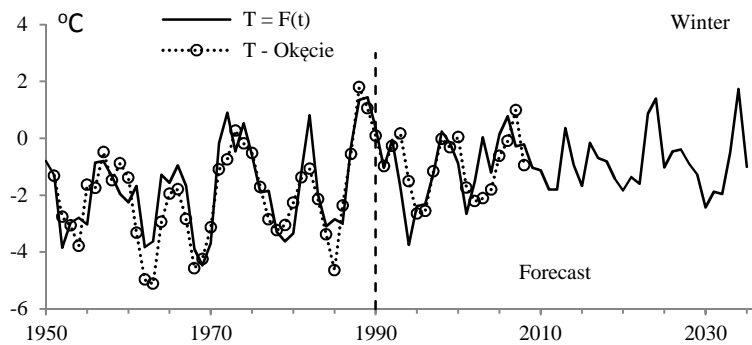
Rys. 14. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 1700-2100, T_i – wartości zmierzone w Warszawie (Astronomical Observatory) w latach 1779-1990, $T = F(t)$ – obliczone (ze składnikiem liniowym)z prognozą na lata 1991-2100

Fig. 14. Air temperature changes in Warsaw in winter in the years 1700-2100, T_i – values measured in Warsaw (Astronomical Observatory) in the years 1779-1990, $T = F(t)$ – calculated values (including the linear component), with a forecast for the years 1991-2100



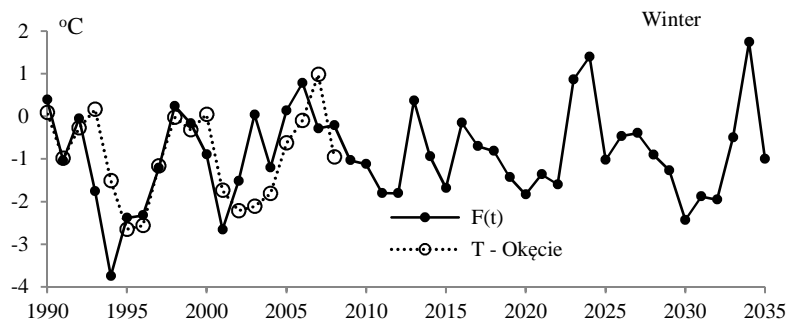
Rys. 15a. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 1951-2035, T – wartości zmierzone na Okęciu (konsekwentne 3-letnie), $T = f(t)$ – obliczone z wzoru z prognozą na lata 1991-2035

Fig.15a. Air temperature changes in Warsaw in winter in the years 1951-2035, T – values measured in Okęcie (consecutive 3-year periods), $T = f(t)$ – values calculated on the basis of the formula and with a forecast for the years 1991-2035



Rys. 15b. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 1951-2035, T – wartości zmierzone na Okęciu (konsekwentne 3-letnie), $T = F(t)$ – obliczone z wzoru z prognozą na lata 1991-2035

Fig. 15b. Air temperature changes in Warsaw in winter in the years 1951-2035, T – values measured in Okęcie (consecutive 3-year periods), $T = F(t)$ – values calculated on the basis of the formula and with a forecast for the years 1991-2035



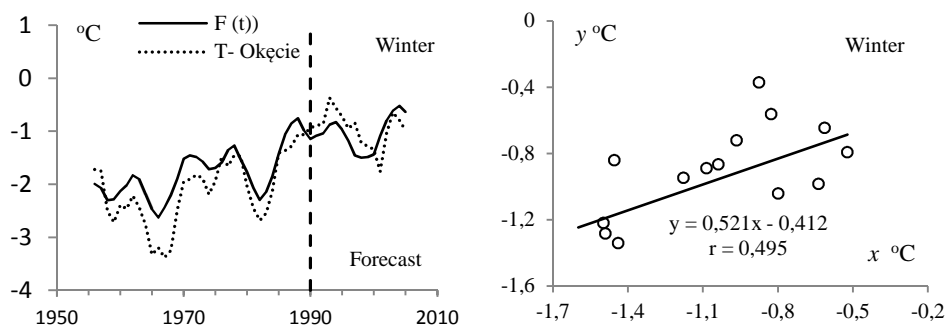
Rys. 16. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 1990-2035, T – wartości zmierzone na Okęciu (konsekwentne 3-letnie), $T = F(t)$ – obliczone z wzoru (ze składnikiem liniowym) z prognozą na lata 1991-2030

Fig. 16. Air temperature changes in Warsaw in winter in the years 1990-2035, T – values measured in Okęcie (1991-2010), $T = F(t)$ – values calculated on the basis of the formula

O dość dobrej zgodności wyników pomiarów ($x = T_i$) na Okęciu z prognozowaną tendencją temperatury powietrza w zimie ($y = T = F(t)$) w latach 1991-2010 świadczy dodatni współczynnik regresji $a = 0.521$ i współczynnik korelacji $r = 0.495 > r_{0.10}$ między średnimi konsekwentnym 11. letnimi wartościami y , x – istotny na poziomie 0.10 ($r_{0.05} = 0.532$, $r_{0.10} = 0.457$) (rys. 17).

Sprawdziły się na ogół dobrze prognozowane zimy w Warszawie na podstawie danych z lat 1779-1990. Zgodnie z prognozą zimy w Warszawie w roku 1990 zakończyła się seria ciepłych zim ($T > 0$). Ekstrapolowanym wartościom trendu czasowego w latach 1991-1997 odpowiadają chłodniejsze zimy – według wyników pomiarów na stacji Warszawa-Okęcie.

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
$F(t)$ – forecast	-1,04	-0,05	-1,76	-3,75	-2,39	-2,32	-1,21
T_i - Okęcie	-1,62	-0,65	-0,68	0,51	0,66	-5,69	-2,91



Rys. 17. Synchroniczne wahania średnich konsekutywnych 11- letnich wartości temperatury powietrza w Warszawie- Okęcie w latach 1991-2010 ($y = T$) i prognozowanych $x = F(t)$ oraz regresja zmierzonych wartości y względem prognozowanych x

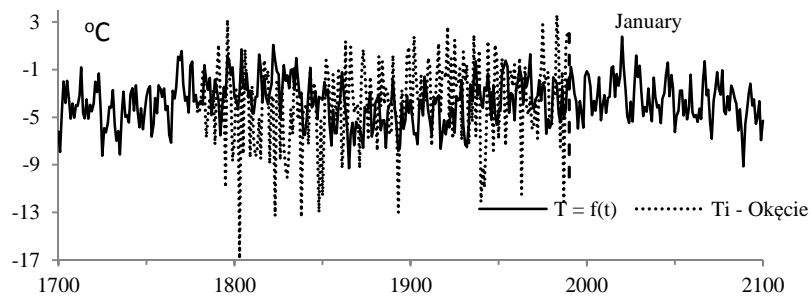
Fig. 17. Synchronous fluctuations of average air temperature values for consecutive 11- year periods in Warsaw- Okęcie in the years 1991-2010 ($y = T$) and forecasted values $x = F(t)$ and regression of measured values y in relation to forecasted values x

Tendencja rosnąca temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, jest po prostu wypadkową nakładania się cykli naturalnych. Na przykład, coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o $1,04^{\circ}\text{C}/100$ lat w latach 1779-1990 są efektem nałożenia się kilku okresów: 2.6, 3.5, 5.2, 5.7, 7.7, 8.3, 8.7, 12.9, 15.2, 18.0, 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.

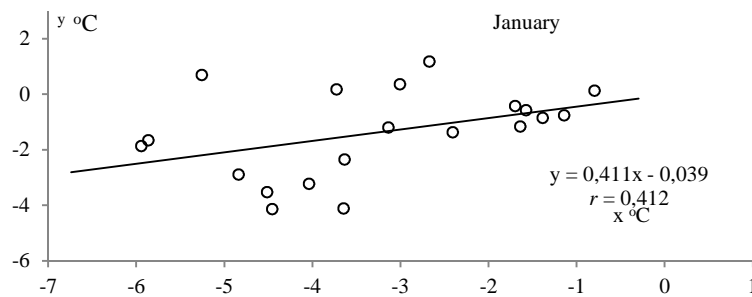
Jeszcze lepsza synchroniczność zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie (T_i) z prognozowanymi na lata 1991-2010 występuje w styczniu. Styczniowa funkcja trendu czasowego $T = f(t)$ jest superpozycją 12 cykli obecnych w widmie wartości temperatury (Obserwatorium Astronomiczne):

$$T = f(t) = -3,734 + 1,016 \sin(2\pi t/2,62,426) + 0,6558 \sin(2\pi t/3,5-0,6561) + 0,6535 \sin(2\pi t/4,8+2,718) + 0,7148 \sin(2\pi t/6,6+0,6532) + 0,8569 \sin(2\pi t/7,7-1,821) + 1,056 \sin(2\pi t/9,3+0,7635) + 0,5900 \sin(2\pi t/13,0+0,5444) + 0,5849 \sin(2\pi t/15,4 + 1,928) + 0,5959 \sin(2\pi t/27,5-1,162) + 0,5427 \sin(2\pi t/62,5-0,2586) + 0,5881 \sin(2\pi t/122,7+2,761) + 1,166 \sin(2\pi t/204,7 + 3,00)$$

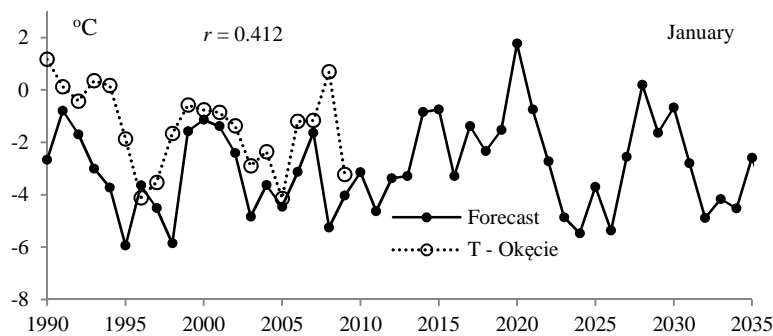
Zmiany temperatury powietrza w styczniu w latach 1779-2100, tj. z prognozą na lata 1991-2100 przedstawiono na rys. 18-19. O dobrej zgodności wyników pomiarów z prognozami na lata 1991-2010 świadczą synchroniczne wahania temperatury T_i na Okęcie i prognozowanych $T = f(t)$ i współczynnik korelacji $r = 0,412$ zbliżony do wartości krytycznej $r_{0,05} = 0,423$ na poziomie 5% , a większy od $r_{0,10} = 0,356$.



Rys.18a. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w styczniu w latach 1700-2100
Fig. 18a. Air temperature changes in Warsaw in January in the years 1700-2100



Rys.18b. Regresja zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w styczniu y (średnich konsekutywnych 3-letnich) w 20-leciu 1991-2010 względem prognozowanych $x = f(t)$
Fig. 18b. Regression of measured air temperature values in Warsaw-Okęcie in January y (average values for consecutive 3-year periods) in the 20-year period 1991-2010 relative to predicted values $x = f(t)$

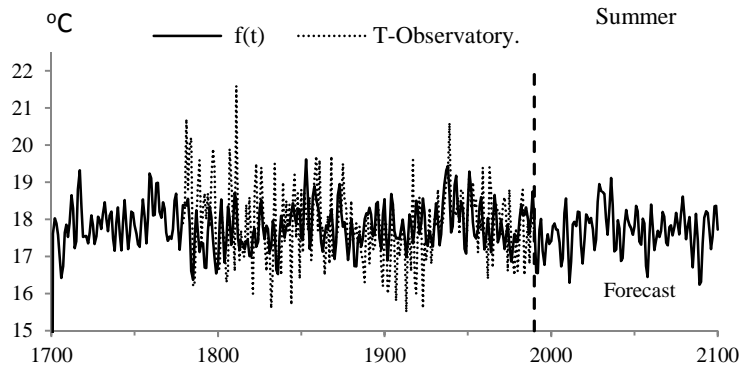


Rys. 19. Porównanie zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w styczniu (średnich konsekutywnych 3-letnich) w 20-leciu 1991-2010 z prognozowanymi $T = f(t)$
Fig. 19. Comparison of measured air temperature values in Warsaw-Okęcie in January (averages values for consecutive 3-year period) during the 20-year period 1991-2010, with predicted values $T = f(t)$
 Air temperature changes in Warsaw in January in the years 1990-2035, T – values measured in Okęcie (1991-2010), $T = f(t)$ – values calculated on the basis of the formula

W lecie, trend czasowy temperatury powietrza w Warszawie $T = f(t)$ jest superpozycją 12 cykli obecnych w widmie wartości temperatury (Obserwatorium Astronomiczne) z cyklami najdłuższymi 91.2 lat i 208.2 lat:

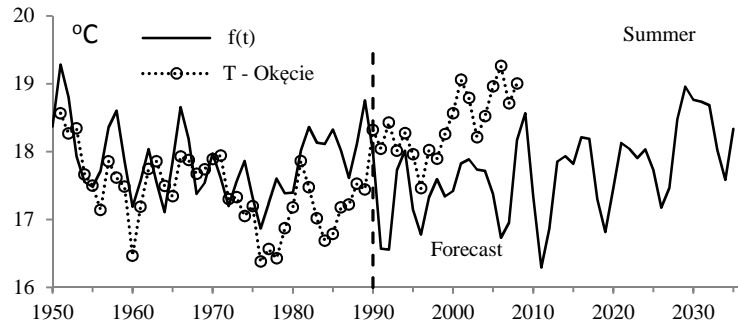
$$T = f(t) = 17.81 + 0.3927 \sin(2\pi t / 3.9 + 0.1769) + 0.2666 \sin(2\pi t / 4.7 + 1.869) + 0.2484 \sin(2\pi t / 5.2 - 1.224) + 0.2253 \sin(2\pi t / 6.5 - 1.737) + 0.2747 \sin(2\pi t / 7.1 - 1.389) + 0.08968 \sin(2\pi t / 7.4 - 0.1413) + 0.1762 \sin(2\pi t / 7.8 - 0.2554) + 0.2644 \sin(2\pi t / 15.9 + 1.476) + 0.2181 \sin(2\pi t / 22.5 + 0.2921) + 0.2304 \sin(2\pi t / 44 - 3.034) + 0.239 \sin(2\pi t / 91.2 + 2.720) + 0.1317 \sin(2\pi t / 208.2 - 2.804)$$

W dziesięcioleciu 2001-2010 pogorszyła się sprawdzalność prognoz sezonów letnich w porównaniu z 1991-2000 (rys. 20, 20a i .20b).



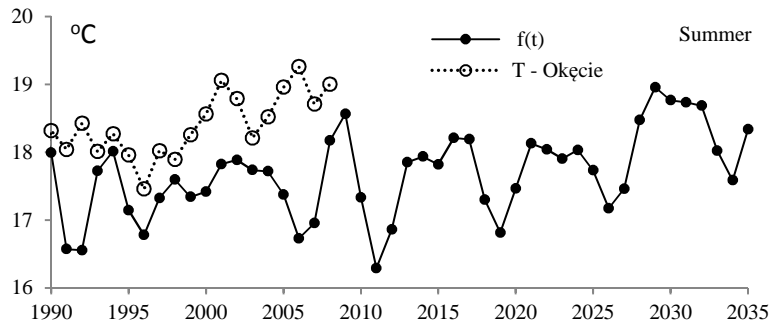
Rys. 20. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w lecie (1700-2100), T – wartości zmierzone (Obserwatorium Astronomiczne (1779-1990)), $T = F(t)$ – wartości obliczone

Fig. 20. Air temperature changes in Warsaw in summer in the years 1990-2035, T – values measured in Okęcie (1991-2010), $T = F(t)$ – values calculated on the basis of the formula



Rys. 20a. Porównanie wartości zmierzonych na Okęciu (średnie konsekwtywne 3-letnie) z obliczonymi $T = f(t)$ – z prognozą na lata 1991-2010

Fig. 20a. Air temperature changes in Warsaw in summer (1700-2100) and comparison of values measured in Okęcie (average values for consecutive 3-year periods) and calculated values $T = f(t)$ – with a forecast for the years 1991-2010



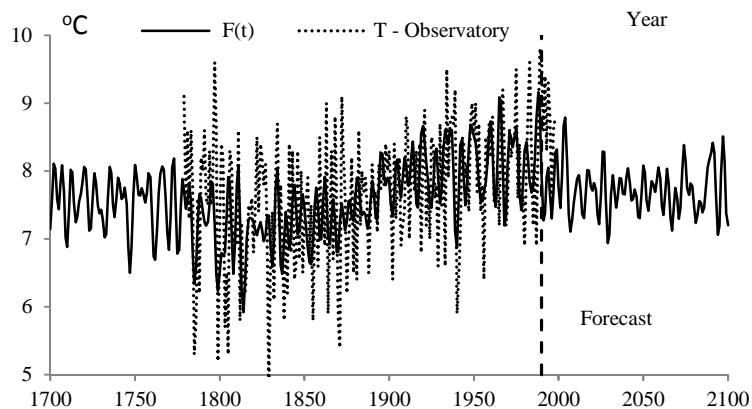
Rys. 20 b. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w lecie w latach 1990-2035, T – wartości zmierzone na Okęciu, $T = f(t)$ – wartości prognozowane

Fig. 20 b. Air temperature changes in Warsaw in summer in the years 1990-2035, T – values measured in Okęcie (1991-2010), $T = f(t)$ – values calculated on the basis of the formula

Trend czasowy średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie $T = F(t)$ jest superpozycją 12 cykli (ze składnikiem liniowym at) – z cyklami najdłuższymi 69.7 lat i 223.9 lat:

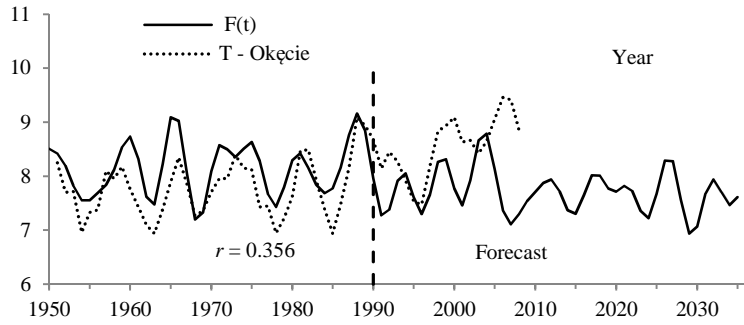
$$T = F(t) = 7.356 + 0.002366t + 0.2627\sin(2\pi t/4.7 + 2.059) + 0.1967\sin(2\pi t/5.5 + 1.194) + 0.1822\sin(2\pi t/5.7 + 2.775) + 0.09961\sin(2\pi t/6.5 + 1.378) + 0.1767\sin(2\pi t/7.4 - 0.6535) + 0.2688\sin(2\pi t/7.7 - 0.7022) + 0.180\sin(2\pi t/12.9 + 0.3563) + 0.1544\sin(2\pi t/14.0 + 0.9523) + 0.1561\sin(2\pi t/17.7 + 3.010) + 0.08633\sin(2\pi t/69.7 + 2.265) + 0.3849\sin(2\pi t/223.9 - 3.131)$$

Dobra zgodność wyników pomiarów temperatury z prognozami występuje tylko w pierwszych 13 latach 1991-2003 (współczynnik korelacji $r = 0.279$) (rys. 21a, 21b).



Rys. 21a. Zmiany średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie (1700-2100)

Fig. 21a. Changes of average annual air temperature in Warsaw (1700-2100)



Rys. 21b. Porównanie wartości zmierzonych na Okęciu (T – średnie konsekwentne 3- letnie) i obliczonych $F(t)$ – ze składnikiem liniowym i z prognozą na lata 1991-2010

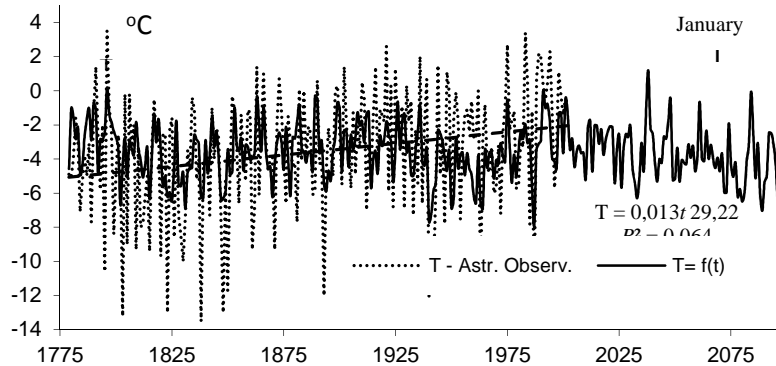
Fig. 21b. Changes of average annual air temperature in Warsaw (1700-2100) and comparison of values measured in Okęcie (T – average values for consecutive 3- year periods) and calculated values $F(t)$ – with linear component and a forecast for the years 1991-2010

W naukach przyrodniczych, takich jak agrometeorologia, hydrologia, ekologia i innych, prognozy tendencji zmian klimatu mają praktyczne zastosowanie (zwłaszcza dotyczące sezonów).

Prognozy według pomiarów w latach 1779-2002 (z 2007 r.)

Prognozy tendencji temperatury powietrza w Warszawie w styczniu w latach 2003-2100 na podstawie danych z lat 1779-2002 (Obserwatorium Astronomiczne) przedstawiono w publikacji (Boryczka, Stopa-Boryczka, 2007).

Opracowano ją na podstawie interferencji $T(t)$ krótkich i długich cykli temperatury, w tym 7,8 lat i 116,9 lat – o amplitudach $2b$ 1,51 i 1,53 °C. (rys. 22).

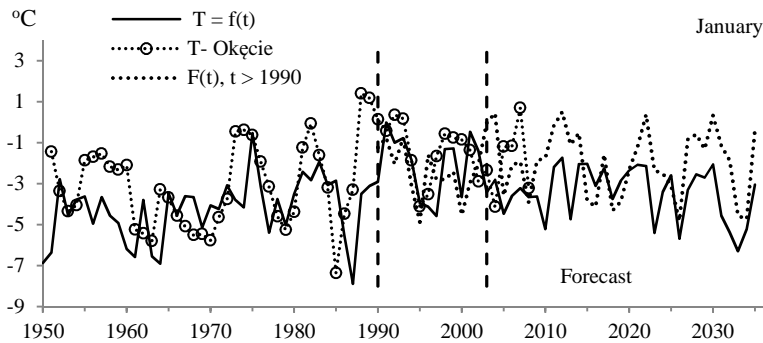


Rys. 22. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w styczniu w latach 1779-2100 – wartości obliczonych $T = F(t)$ z prognozą w latach 2003-2100 oraz wartości zmierzonych (T) w Warszawie (Astronomical Observatory) w latach 1779-2002

Fig. 22. Air temperature changes in Warsaw in January in the years 1700-2100, $T = F(t)$ – calculated values (including the linear component), with a forecast for the years 1991-2100, T_i – values measured in Warsaw (Astronomical Observatory) in the years 1779-1990,

$$T(t) = -3,5607 + 0,929881 \sin(-2,82904 + 2\pi t / 2,6) + 0,758799 \sin(-1,57688 + 2\pi t / 3,3) + \\ + 0,669632 \sin(1,684966 + 2\pi t / 4,5) + 0,754046 \sin(-0,07036 + 2\pi t / 7,8) + 1,03629 \sin(-1,65814 + 2\pi t / 9,2) + \\ + 0,638771 \sin(0,34102 + 2\pi t / 11,5) + 0,610903 \sin(-2,93687 + 2\pi t / 22,5) + 0,472971 \sin(2,067542 + 2\pi t / 66,5) + \\ + 0,766204 \sin(0,143358 + 2\pi t / 116,9)$$

Z porównania średnich konsekwentnych 3-letnich wartości zmierzonych na Okęciu z prognozowanymi $T = F(t)$ wynika dość dobra zgodność początkowego spadku temperatury i późniejszego jej wzrostu



Rys. 23. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w styczniu (1951-2035). T – wartości zmierzone na Okęciu, $T = f(t)$ – wartości obliczone w 2007 r., $F(t)$, $t > 1990$ – wartości obliczone w 2000 r.

Fig. 23. Air temperature changes in Warsaw in January in the years 1951-2035, T – values measured in Okęcie (1991-2010), $T = f(t)$ – values calculated on the basis of the formula, $F(t)$, $t > 1990$ – values calculated (2000 y.)

11.3. Prognoza miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w 2010 r. według pomiarów w latach 1951-2000

Wyspa ciepła w Warszawie była charakteryzowana na ogół jako różnica temperatury powietrza ($\Delta T = T_m - T_o > 0$) między miastem T_m (śródmieściem lub Obserwatorium Astronomicznym), a peryferiami T_o (Okęciem). Różnice temperatury powietrza między śródmieściem a peryferiami Warszawy (1933-2000) zależą od czynników antropogenicznych np. od rozbudowy miasta i od cyrkulacji atmosferycznej (Kossowska-Cezak, 1998, 2002). Na przykład w latach 1960. występowała „silna wyspa” przy cyrkulacji SW, a latach 1970. – „słaba wyspa” przy cyrkulacji NE. Wtedy Okęcie było w zasięgu „wyspy ciepła”.

Różnice temperatury powietrza ΔT między śródmieściem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w latach 1960-1980 umożliwiły oszacowanie względnych dobowych „zasobów ciepła” w śródmieściu (proporcjonalnych do ΔT) (Stopa-Boryczka i inni, 1995).

Tendencje miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w latach 1951-2000, tj. różnic temperatury powietrza między Bielanami, Obserwatorium Astronomicznym a Okęciem oraz Bielanami i Legionowem określono w publikacjach (Kicińska, Wawer, 2005, 2010). Na przykład różnice średniej rocznej temperatury powietrza Bielany-Okęcie

cechują się współczynnikiem regresji 0.00560 °C/rok, a różnice Obserwatorium Astronomiczne-Okęcie – 0.00462 °C/rok .

Temperatura powietrza w Warszawie (Obserwatorium Astronomiczne i Okęcie), a także wyspa ciepła (różnica ΔT) cechują się przebiegami okresowymi dobowym rocznym, które zależą od adwekcji powietrza z zachodu – znad Oceanu Atlantyckiego (od NAO). Cykulacja atmosferyczna, przede wszystkim w zimie zależy od temperatury wód Oceanu Atlantyckiego (Marsz A. A.. 1999 (red.), 2005).

Różnica temperatury powietrza (ΔT) między miastem (Obserwatorium Astronomicznym) i peryferiami (Okęciem) w latach 1951-2000 cechuje się także okresowością wieloletnią (tab. 3).

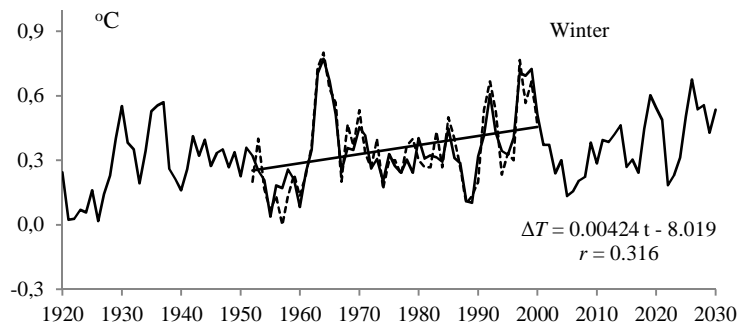
Tabela 3. Okresy (Θ) różnic temperatury powietrza między centrum miasta (a Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951-2000), R – współczynnik korelacji, F_{obl} – test F

Table 3. Periods (Θ) of air temperature differences between the city centre (Astronomical Observatory) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1951-2000), R – correlation coefficient, F_{obl} – F- test

Winter					Summer				
Θ	$2b$	c	R	F_{obl}	Θ	$2b$	c	R	F_{obl}
2,4	0,1185	1,2528	0,221	1,204	2,9	0,1319	-0,2026	0,070	0,115
5,6	0,1607	-2,7770	0,341	3,096	5,4	0,1082	-2,7369	0,038	0,035
6,9	0,1820	-2,4989	0,445	5,813	7,9	0,0296	1,7813	0,008	0,001
9,2	0,1192	-1,1897	0,210	1,082	9,4	0,0910	0,2060	0,064	0,097
11,5	0,0794	3,1183	0,237	1,395	12,0	0,1075	-1,1349	0,093	0,205
16,3	0,2210	-1,8703	0,536	9,455	16,8	0,2238	-2,8452	0,304	2,287
29,0	0,2094	2,6737	0,514	8,417	29,2	0,1314	-0,2313	0,194	0,901

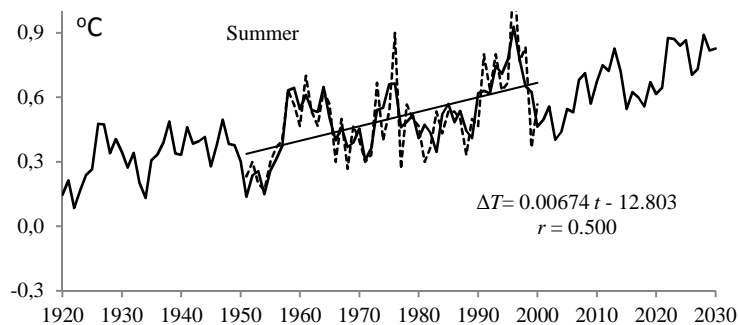
Na podstawie tych wykrytych cykli przedstawiono prognozę tendencji zmian miejskiej wyspy ciepła w Warszawie (Stopa-Boryczka i inni, 2011).

Interferencję tych cykli różnic temperatury powietrza ΔT wyznaczono z uwzględnieniem składnika liniowego *at*. Zmiany różnic temperatury powietrza ΔT między miastem i peryferiami w Warszawie w latach 1920-2030 w zimie i lecie – z prognozą na lata 2001-2030 przedstawiono na rys. 24-25.



Rys. 24. Zmiany różnic temperatury powietrza ΔT między miastem (Obserwatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951-2000) – Zima,

Fig. 24. Changes of air temperature differences (ΔT) between the centre of the city (Astronomical Observatory) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1951-2000) – winter



Rys. 25. Zmiany różnic temperatury powietrza ΔT między miastem (Obserwatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951-2000) – Lato

Fig. 25. Changes of air temperature differences (ΔT) between the centre of the city (Astronomical Observatory) and the peripheries (Okęcie) in Warsaw (1951-2000) – summer

Tendencje zmian różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Obserwatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w latach 1951-2000, określone równaniami prostych regresji wynoszą: zima $-0,042$ °C/rok, lato $-0,067$ °C/rok. Te tendencje rosnące miejskiej wyspy ciepła są uwarunkowane zmianami cyrkulacji atmosferycznej – Oscylacji Północnoatlantyckiej, a także wynikają z rozbudowy miasta po roku 1950 (coraz większych powierzchniami sztucznych o małym albedo).

Wnioski

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. Porównano zmierzzone wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2010 z prognozowanymi na lata 1980-2010 i 1991-2010, tj. z wyprzedzeniem 30-letnim i 20-letnim. Dobrą sprawdzalnością cechują się prognozy temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980-2010 opracowane według cykli wykrytych metodą „sinusoid regresji” w seriach wyników pomiarów w Warszawie-Obserwatorium Astronomiczne w latach 1779-1979. Najlepsze były prognozy na lata 1991-2010 (styczeń, lipiec, zima, lato, rok) według danych z lat 1779-1990. Wynika to z podobnych przebiegów wieloletnich wartości zmierzonych i prognozowanych (wykresów) oraz równań prostych regresji i współczynników korelacji, zweryfikowanych pozytywnie testem t Studenta. Prognozy zmian klimatu np. półkuli północnej wynikające z interferencji długich cykli promieniowania słonecznego, cykli zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych Arktyki $\delta^{18}\text{O}$ i substancji organicznych zdeponowanych w jeziorach wymagają dłuższych serii pomiarów.

- Synchroniczność wahań (koincydencja ekstremów) 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. 180 lat) okazały się również wiarygodne, bowiem są one obecne w ciągach chronologicznych szerokości słoje drzew rosnących w Europie oraz zmiennych sedymentologicznych, 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, czy też nastąpi głębokie naturalne ochłodzenie, spowodowane spadkiem aktywności Słońca (stałej słonecznej) i wzrostem zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze.
- Niepokojące jest, że przewidywania zagrożeń dla człowieka dotyczą tylko ocieplenia klimatu (np. katastroficznego wzrost poziomu oceanów). Natomiast nie ma żadnych ocen negatywnych ewentualnego gwałtownego ochłodzenia klimatu. Nie można wykluczyć nasilenia erupcji wulkanicznych, które nagle mogą spowodować globalne ochłodzenie klimatu – przyrost pokrywy lodowej na Ziemi.
- Weryfikacja prognoz długookresowych zmian klimatu półkuli północnej, określonych na podstawie bardzo długich cykli zmian promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi, izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ zawartego w rdzeniach lodowych Arktyki i substancji organicznych zdeponowanych w jeziorach wymaga dłuższych serii pomiarów (Boryczka J., 2010).

Literatura

- Boryczka J., 1984, Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu , Wyd. UW, Warszawa
- Boryczka J., 1993, Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku , WGR UW, Warszawa
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E. , Skrzypczuk J., 2000, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XIV pt. Prognozy zmian klimatu Warszawy, Wyd. UW, Warszawa
- Boryczka J., 2001, Postęp badań przyczyn zmian klimatu Ziemi w drugiej połowie XX wieku, w: Prace i Studia Geograficzne, t. 28 pt. 50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Wyd. UW, Warszawa 2001 (str. 137).
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XVII pt. Mroźne zimy i upalne lata w Polsce , Wyd. UW, Warszawa , s. 158-159
- Boryczka J., Stopa- Boryczka M., 2007, Okresowe wahania temperatury powietrza w Europie , w: Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych, red. K. Piotrowicz, R. Twardosz, Kraków, s. 163-173

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Unton-Pyziólek A., Gieszc P., 2010, *Cooling and Warming of Climate of the Earth's Northern Hemisphere (on the basis of fluctuations of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ and dendrological data)*. „Miscellanea Geographica”, vol. 14, pp.47-58
<http://sidc.oma.be/DATA/index.html>, Royal Observatory of Belgium
- Kicińska B, Wawer J. 2005, *Urban climate 8. Weather and air conditions*. [w:] Urban Sprawl Warsaw Agglomeration case study (ed. M. Gutry-Korycka), Wyd. WGSR
- Kossowska-Cezak U., 1998, *Wpływ rozwoju terytorialnego Warszawy na warunki termiczne*. „Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica”, nr 3, s. 51-57
- Kossowska-Cezak U., 2002, *Zmiany różnicy temperatury powietrza między śródmieściem a peryferiami Warszawy od 1933 do 2000 roku*. „Przegląd Geofizyczny”, z. 3-4, s. 203-209
- Lamb H. H., 1969, *Activité volcanique et climat*, Revue de géographie physique et de géologie dynamique, v.XI, H.3.
- Lamb H. H., 1974, *Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of meteorological*, Phil. Transactions Roy. Soc., ser.A, 226.
- Marsz A.A. (red.), 1999, *Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatologicznym*, Materiały Konferencji, Gdynia 6 V 1999.
- Marsz A. A., 2005, *Prognoza występowania w okresie zimy typów cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein związanych z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku*, w: *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne* (red. E Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki) PTGeof, IMGW, Warszawa
- Reznikov A. P., 1982, *Priedskazaniye jestiestwiennych processow obuczajuszczijsja sistiemoj, Nowosybirsk*
- Royal Observatory of Belgium, 2011, <http://sidc.oma.be/DATA/index.html>,
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2003, *The cyclic changes of the climate of Warsaw and their conditioning*, w : *Studies on the climate of Warsaw*, red. M. Stopa-Boryczka, Warsaw (str. 35-50)
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2005, *Klimat w: Geografia fizyczna Polski*, red.: A. Richling, K. Ostaszewska, Wyd. PWN, Warszawa, (s. 84-127)
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., 2011, *Heat and cold waves in an annual cycle air temperatures in Warsaw (1951-2010)*, *Miscellanea Geographica*, vol. 15, pp. 103-114
- 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*, Wyd. UW, Warszawa, ss. 266
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. t. XXIV, *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*. Wyd. UW, Warszawa, ss. 333
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., 2011, *Cykliczne zmiany miejskiej wyspy ciepła w Warszawie i ich przyczyny* w: *Prace i Studia Geograficzne*, t. 47 pt. *Badania klimatu w różnych skalach przestrzennych* (red. E. Żmudzka, K. Grabowska), Wyd. UW Warszawa (str. 409-416)

Streszczenie

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. Porównano zmierzone wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w latach 1951-2010 z prognozowanymi na lata 1980-2010 i 1991-2010, tj. z wyprzedzeniem 30-letnim i 20-letnim. Dobrą sprawdzalnością cechują się prognozy temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980-2010 opracowane według cykli wykrytych metodą „sinusoid regresji” w seriach wyników pomiarów w Warszawie-Observatorium Astronomiczne w latach 1779-1979. Najlepsze były prognozy na lata 1991-2010 (styczeń, lipiec,

zima, lato, rok) według danych z lat 1779-1990. Wynika to z podobnych przebiegów wieloletnich wartości zmierzonych i prognozowanych (wykresów) oraz równań prostych regresji i współczynników korelacji, zweryfikowanych pozytywnie testem t Studenta.

Summary

Verification of periodic forecasts concerning changes in the climate of Warsaw in the period 1779-2010

This paper offers a verification of the climate forecasts developed at the Department of Climatology of the University of Warsaw (by J. Boryczka and co-authors) as part of a series of observations in Warsaw, from 1779. The air temperatures recorded at Warsaw-Okęcie in the years 1951-2010 were compared with those predicted for the years 1980-2010 and 1991-2010, i.e. 30 and 20 years in advance. The air temperatures in Warsaw for the years 1980-2010, which were compiled using the cycles identified with the “sinusoidal regression” method in series of measurements results at the Warsaw Astronomical Observatory in the years 1779-1979, are characterised by good accuracy. The best forecasts were made for the years 1991-2010, on the basis of the data for the years 1779-1990, as a result of a similar progression of multi-annual measured and forecasted values (charts) as well as simple regression equations and correlation coefficients, positively verified using Student’s t-test. Predicting climate changes, in the Northern Hemisphere, caused by an interference of long solar radiation cycles, and cycles of the oxygen $\delta^{18}\text{O}$ isotope

Key words: air temperature, Wolf numbers, spectrum, period, interference, forecast, tree ring

Conclusions

1. The synchronicity of air temperature fluctuations in Warsaw, i.e. the values measured in Okęcie and forecasted for the years 1980-2010, corroborated the correctness of the applied research methods and periodic forecasts concerning the climate changes;
2. The verification of air temperature forecasts using the example of Warsaw suggests that the temperature periods identified earlier could be extrapolated beyond the approximation range (measurement range);
3. The longest cycles, of air temperatures over approximately 100- and 200-year periods, determined on the basis of a not very long measurement series (c. 200 years), also proved reliable; they are still present in the chronological sequences of the ring widths of some trees growing in Europe and sedimentological variables, going back several hundred thousand or several thousand years ago;
4. An important problem that remains to be solved in the 21st century is identification of the natural causes of changes in the Earth’s climate, particularly in Europe (and Poland). It also involves the identification of some deterministic (periodic) components in measurement series, as well as mechanisms whereby the impact of astronomical factors is transposed onto the Earth’s climate;
5. In the present century, the issue whether the climate warming will still continue or whether there will be a deep natural cooling caused by reduced solar activity (solar constant) and increased volcanic dust content in the atmosphere will probably be resolved;

6. Quite alarmingly, anticipating potential threats to mankind is restricted to climate warming only (e.g. the catastrophic rise of the ocean level). However, there are no negative scenarios for any potential sudden climate cooling. An increase in volcanic eruptions which can rapidly lead to global climate cooling (increase of ice cover on the Earth) cannot be precluded entirely;
7. Verification of long-term forecasts for climate changes in the Northern Hemisphere, determined on the basis of very long cycles of solar radiation reaching the Earth's surface, oxygen $\delta^{18}\text{O}$ isotope contained in the Arctic ice core and organic substances deposited in lakes, require longer measurement series (Boryczka J., 2010).

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, ss. 470, s.431-451

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2012, Verification of forecasts of periodic changes in the climate of Warsaw in the period 1779-2010, *Miscellanea Geographica*, vol. 16, No. 2, 2012, s. 16-22

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2012, *Weryfikacja prognoz okresowych zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2010*, *Prz. Geof.*, LVII 2012, 3-4, s. 343-362.

XII. WERYFIKACJA PROGNOZ KLIMATU PÓLKULI PÓŁNOCNEJ WEDŁUG ZMIAN ORBITY ZIEMI

12.1. Rekonstrukcja (od -1 000 000 BP) i prognoza (do 1 000 000 AD) zmian klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ N

W celu określenia przyczyn wahań klimatu półkuli północnej Ziemi 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 $\varphi = 65^\circ$ N. Suma dobowego promieniowania słonecznego, padającego na 1m^2 płaszczyzny poziomej na górnej granicy atmosfery, określona jest wzorem

$$I_D = \frac{86400}{\pi} s (D \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos D)$$

gdzie: φ – szerokość geograficzna, δ – deklinacja Słońca, D – długość połowy dnia w radianach, $s = 1354 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ – tzw. stała słoneczna, tj. przy średniej odległości Ziemi od Słońca.

Sumy dobowe promieniowania słonecznego padającego na płaszczyznę poziomą na krańcach atmosfery na równiku ($\varphi = 0$), określone są wzorem

$$I_D = \frac{86400}{\pi} s \cos \delta \cos D$$

W obliczeniach przyjęto zakres zmian i długości cykli: mimośrodów 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.

Efekt okresowych zmian mimośrodu (e) orbity Ziemi (co 100 000 lat) w przedziale 0-0,066 są zmiany stałej słonecznej (s).

Elipsa orbity Ziemi we współrzędnych kartezjańskich (x, y) ma równanie

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$$

gdzie: $a = 149\,598\,000$ km – duża półoś, b – mała półoś, $e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$ – mimośród

(wg definicji).

Równanie orbity eliptycznej Ziemi (krzywej stożkowej) we współrzędnych biegunowych:

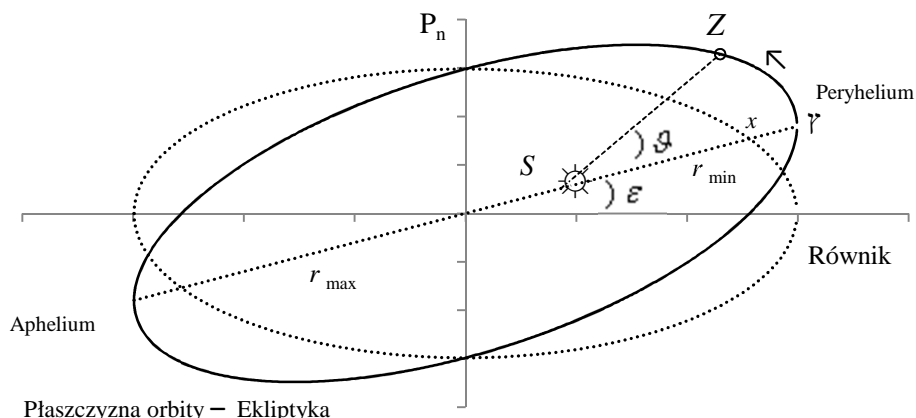
$$x = r \cos \vartheta, \quad y = r \sin \vartheta$$

(r – promień wodzący, ϑ – anomalia mimośrodowa, o początku w jednym z ognisk elipsy) ma postać

$$r = \frac{p}{1 + e \cos \vartheta}$$

gdzie $p = \frac{b^2}{a}$.

Ruch Ziemi po orbicie eliptycznej wokół Słońca (położonego w jednym z ognisk elipsy) przedstawiono na rys.1.



Rys. 1. Orbita Ziemi
Fig.1.The orbits of Earth

Najkrótsza (r_{\min} – peryhelium, $\vartheta=0$) i najdłuższa (r_{\max} – aphelium, $\vartheta=\pi$) odległość Ziemi od Słońca wynoszą:

$$r_{\min} = (1 - e)a, \quad r_{\max} = (1 + e)a$$

Wartości stałej słonecznej S , wyrażone w $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, przy wartościach mimośrodów: $e = 0$, $e = 0,017$ (stan obecny), $e = 0,066$ obliczone z tych wzorów zestawiono w tab. 1:

$$s = \bar{s} \left(\frac{\bar{r}}{r} \right)^2$$

gdzie: $a = 149\,598\,000$ km, \bar{r} - średnia odległość Ziemi od Słońca (obecna), $\bar{s} = 1354$ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Przy obecnej ekscentryczności orbity Ziemi $e = 0,017$ wartość stałej słonecznej zmienia się w ciągu roku o 6,57% (od $S = 1309$ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ - aphelium do $S = 1401$ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ - w peryhelium). Przy bardziej spłaszczonej orbicie ($e = 0,066$) stała słoneczna w ciągu roku zmienia się od 1191 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ do 1552 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, czyli o 23,3% - w wyniku zmiany odległości Ziemi od Słońca o 19 746 000 km. (tab.1)

Tabela 1. Ekstremalne odległości Ziemi od Słońca (r_{\min} - peryhelium, r_{\max} - aphelium) i wartości stałej słonecznej (S) przy różnych wartościach mimośrodu orbity Ziemi
Table 1. Extremum distances of the Earth from the sun (r_{\min} - perihelium, r_{\max} - aphelium) and the values of the solar constant (S) for various values of the eccentricity (e) of the Earth's orbit

Mimośród	Odległość od Słońca, km		Stała słoneczna, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	
	r_{\min}	r_{\max}	S_{\max}	S_{\min}
0	149 598 000	149 598 000	1354	1354
0,017	147 055 000	152 141 000	1401	1309
0,066	139 725 000	159 471 000	1552	1191

Zmienia się więc ilość promieniowania krótkofalowego padającego na płaszczyznę poziomą (równoległą do płaszczyzny horyzontalnej) poza atmosferą – jego rozkład na Ziemi.

Należy zauważyć, że zmiany wielowiekowe kąta nachylenia płaszczyzny ekliptyki do równika (ε), które opisane są wzorami: 1. – J. Witkowski (1953) i 2. – Astronomi-czeskiej Eżegodnik (1991):

$$\begin{aligned} 1. \quad \varepsilon &= 23^{\circ}27'8''{,}28 - 0''{,}46844 t - 0''{,}0000006 t^2 \\ 2. \quad \varepsilon &= 23^{\circ}45'22{,}94 - 0''{,}013125 t - 0''{,}0000164 t^2 - 0''{,}000000503 t^3 \end{aligned}$$

w których czas liczony jest inaczej: w 1. – w latach i 2. – w setkach lat ($t = 0$ to rok 1950,0).

Wzór 1. po zamianie sekund na stopnie i wyrażeniu czasu w setkach lat, przyjmuje zbliżoną postać do wzoru 2.:

$$1. \quad \varepsilon = 23^{\circ}45'23 - 0''{,}01301 t - 0''{,}00000166 t^2.$$

Kąt nachylenia ekliptyki ε zmniejsza się od wielu tysięcy lat (potwierdzają to dawne obserwacje) i będzie nadal malał w ciągu najbliższych tysięcy lat. Z analiz teoretycznych wynika, że zmiany ε w czasie są okresowe - o bardzo dużym okresie.

Mimośród orbity Ziemi także maleje i osiągnie wartość najmniejszą $e = 0$ po upływie 23 500 lat.

Najkrótsza odległość Ziemi od Słońca (peryhelium) przypada obecnie na zimę (2 styczeń), a za 10 500 lat (połowa okresu 21 000 lat) przypadać będzie na lato.

Zmiany długości ekliptycznej peryhelium Ziemi (Ω) można też zapisać:

$$\Omega = 101^{\circ}22'08{,}33 + 1{,}719175 t + 0{,}0004527 t^2 + 0{,}0000033 t^3$$

gdzie jednostką czasu jest wiek juliański (100 lat = 36 525 dni).

Współrzędne ekliptyczne Ziemi (x, y, z) wyznaczono, korzystając z wielomianów przedstawiających zmiany elementów orbity Ziemi: a – duża półoś elipsy, e – mimośród, i – nachylenie płaszczyzny orbity do płaszczyzny ekliptyki, Ω – długość ekliptyczna peryhelium, ω – długość ekliptyczna węzła wstępującego planety, L – długość ekliptyczna planety (Reznikow 1982). W przypadku Ziemi (Boryczka 1998) wynoszą:

$$\begin{aligned} L &= 99^{\circ}41'48{,}04'' + 129602768{,}13'' t + 1{,}089'' t^2 \\ \Omega &= 101^{\circ}13'15{,}0'' + 6189{,}03'' t + 1{,}63'' t^2 + 0{,}012'' t^3 \\ \omega &= 0 \\ i &= 0 \\ e &= 0{,}01675104 - 0{,}00004180 t + 0{,}000000126 t^2 \\ a &= 1{,}00000013 \end{aligned}$$

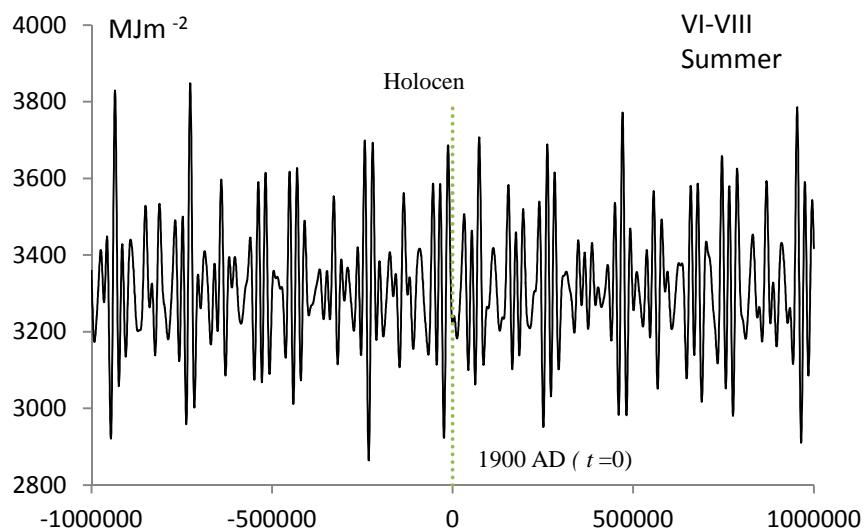
Są to empiryczne zależności elementów orbit od czasu t (wielomiany względem czasu t). Data 1900 (styczeń 0,5) jest początkiem osi czasu $t = 0$, a wiek juliański (100

lat) jednostką czasu – $t = \frac{1}{36525} (t_j - 2415020)$, gdzie t_j jest aktualną datą juliańską.

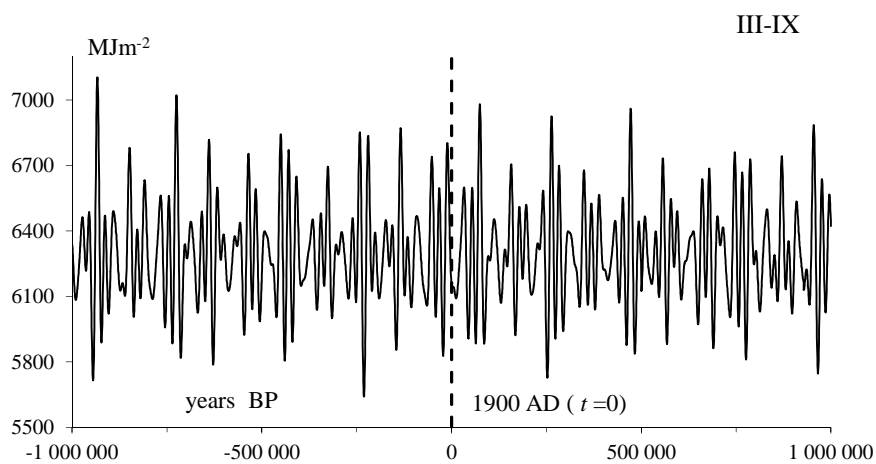
W obliczeniach przyjęto miesięczny odstęp czasu $\Delta t = \frac{1}{1200}$ (miesiąc juliański).

Przyjęto czas $t = \frac{1}{100} (\text{Data} - 1900) + \frac{14,5}{36525}$

Zmiany sum promieniowania słonecznego w lecie (VI-VIII) i w okresie marzec-wrzesień w przedziale czasu: $-1000\ 000 < t < 1000\ 000$ lat przedstawiono na rys. 2-3.

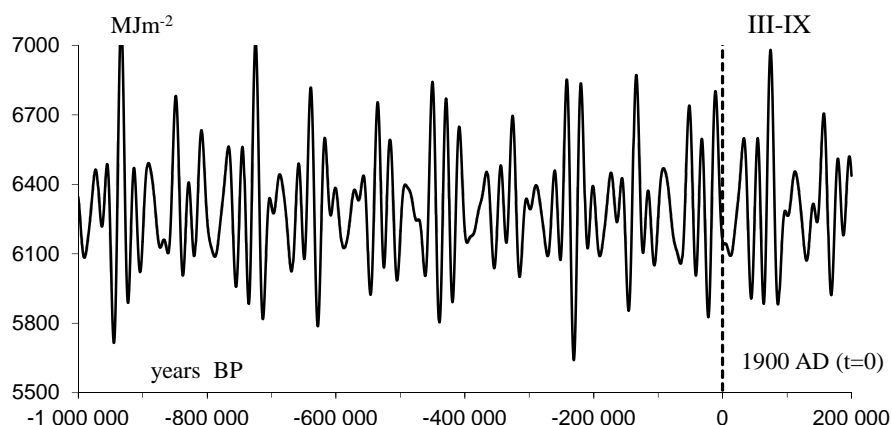


Rys. 2. Zmiany dobowych sum promieniowania słonecznego w lecie (VI-VIII) na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich 1000 000 lat, z prognozą do 1000 000 lat (1900 AD, $t = 0$)
Fig. 2. Changes in the daily sums of solar radiation in summer at the latitude $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last 1000 000 years, with a forecast up 1000,000 years (1900 AD, $t = 0$)



Rys. 3. Zmiany sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich 1000 000 lat, z prognozą do 1 000 000 lat (1900 AD, $t = 0$)
Fig. 3. Changes in the sums of solar radiation in the period March-September at the latitude $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last 1000 000 years, with a forecast up 1 000,000 years (1900 AD, $t = 0$)

Ponadto przedstawiono dodatkowo rekonstruowane i prognozowane sumy promieniowania w okresie marzec-wrzesień : $-1000\ 000 < t < 200\ 000$ lat i $-200\ 000 < t < 1000\ 000$ lat przedstawiono na rys. 4- 5.

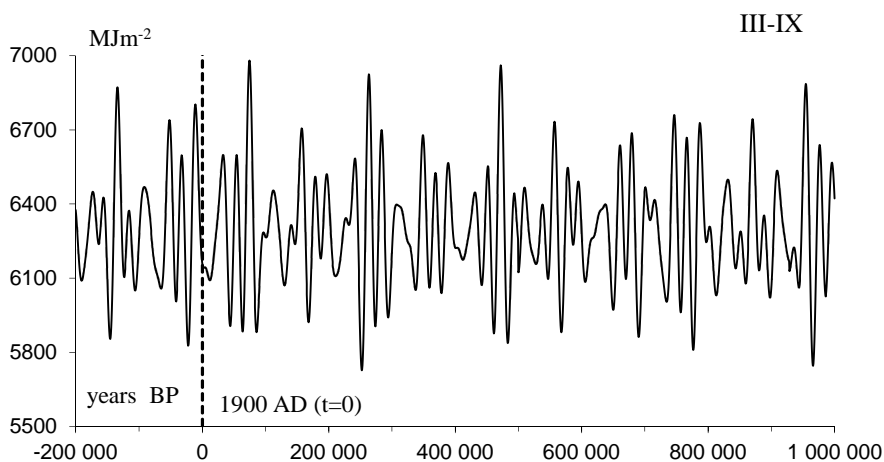


Rys. 4. Zmiany sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich 1000 000 lat, z prognozą do 200 000 lat (1900 AD, $t = 0$)

Fig. 4 Changes in the sums of solar radiation in the period March-September at the latitude $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last 1000 000 years, with a forecast up 200,000 years (1900 AD, $t = 0$)

Najkrótsza odległość Ziemi od Słońca przypada na tę samą porę roku co 20 900 lat. Jeżeli Ziemia podczas zimy znajduje się np. w peryhelium orbity (o mimośrodku 0,066) to wtedy dobowe sumy promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 60^\circ$ maleją o 44,4%, gdy nachylenie ekliptyki do równika rośnie od $21^\circ 58'$ do $24^\circ 36'$!

Okresami różnic fazowych maksimów (minimów) tych cykli są: $(\Omega, e) - 21211$ lat, $(\varepsilon, \Omega) - 44210$ lat., Konfiguracja nachylenia płaszczyzny ekliptyki $\varepsilon = 24^\circ 36'$, przy orbicie kołowej powtarza się po upływie 70 769 lat.

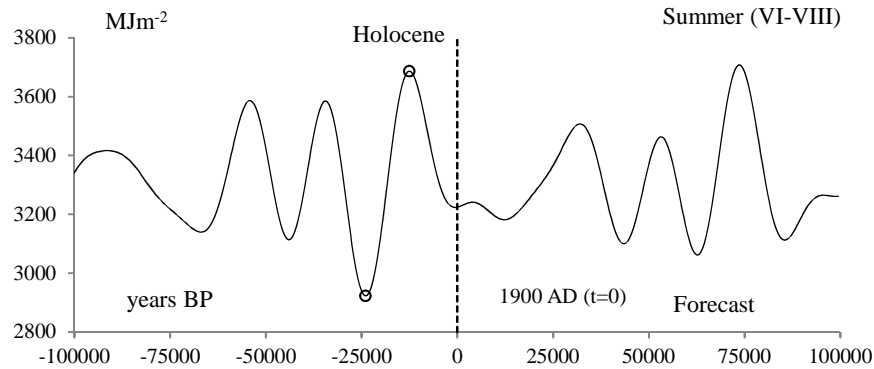


Rys. 5. Zmiany sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich 200 000 lat, z prognozą do 1000 000 lat (1900 AD, $t = 0$)

Fig. 5. Changes in the sums of solar radiation in the period March-September at the latitude $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last 200,000 years, with a forecast up 1000,000 years (1900 AD, $t = 0$)

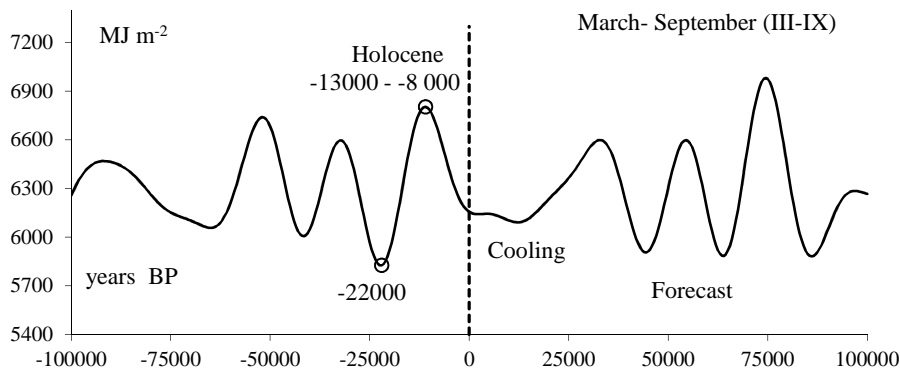
Okresy zbliżone, tj. 23 000, 42 000 i 100 000 lat, wykryto wcześniej w zmianach izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ zawartego w węglanach wapnia osadów głębokomorskich (Hays i in. 1976). Geologicznym uzasadnieniem tej okresowości są rytmy: zasięgu lodowców, zmiany poziomu oceanów, aktywności sejsmicznej, wulkanicznej, zmiany położenia zwrotników – o długości 40 700 lat (Maksimov 1972).

Główne ekstrema sum promieniowania słonecznego w szerokości geograficznej $\varphi = 65^\circ \text{ N}$ w czerwcu (-22000, 37,634 MJm^{-2}) i w okresie marzec-wrzesień zgadzają się z datami kolejnych glacjałów i interglacjałów (rys. 6-7).



Rys. 6. Zmiany sum promieniowania słonecznego w czerwcu na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{ N}$ w ciągu ostatnich 100 000 lat, z prognozą do 100 000 lat (1900 AD, $t = 0$)

Fig. 6. Changes in the sums of solar radiation in June at the paralel $\varphi = 65^\circ \text{ N}$ in the last -100,000 years, with a forecast up tu 100,000 years (1900 AD, $t = 0$)



Rys. 7. 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. 7. Changes in the sums of solar radiation in the period March-September at the paralel $\varphi = 65^\circ \text{ N}$ in the last -100,000 years, with a forecast up tu 100,000 years (1900 AD, $t = 0$)

Ostatnie głębokie minimum sum promieniowania słonecznego wystąpiło w czasie ostatniego zlodowacenia ($t_{\min} = -22000$ lat). Natomiast ostatnie lokalne (rozległe) maksimum sum promieniowania słonecznego („o wierzchołku t_{\max} , I_{\max} ”) określa holocieńskie ocieplenie klimatu: w czerwcu (48,248 MJm^{-2}) – przypada na datę -11 000 lat BP, a w okresie III-IX – w przedziale czasu 11000-8 000 BP.

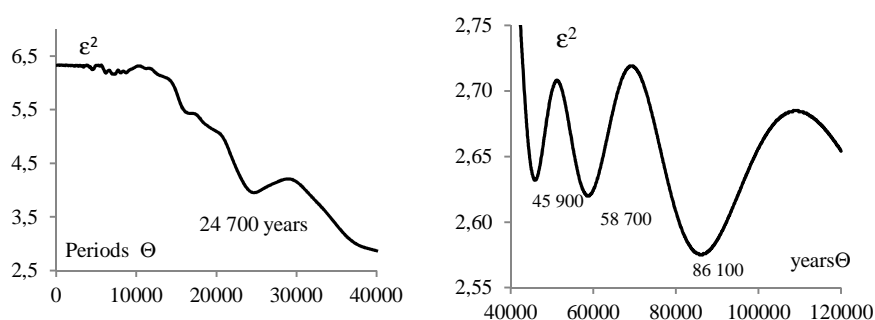
12.2. Rekonstrukcja (od -500 000 BP) i prognoza (do 500 000 AD) klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon

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) Boryczki (1998) z odstępem $\Delta\Theta = 100$ lat:

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – faza, t – czas.

Widmo oscylacji wskaźnika $\delta^{18}\text{O}$ w przedziałach $0 < \Theta < 40\,000$ i $40\,000 < \Theta < 120\,000$ lat przedstawiono na rys. 8 a jego główne minima lokalne (okresy Θ , amplitudy b i fazy c) zestawiono w tab.2.



Rys. 8. Widmo wskaźnika izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon ($0 < \Theta < 40\,000$ i $40\,000 < \Theta < 120\,000$ lat)

Fig. 8. Spectrum of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ coefficient in the Devon Island ice core ($0 < \Theta < 40\,000$ and $40\,000 < \Theta < 120\,000$ years)

Tabela 2. Okresy Θ (lata), amplitudy b i fazy c cykli wskaźnika izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon (od 110 977 lat temu) (R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F_{obl} – test Fishera-Snedecora)

Table 2. Periods Θ (years), amplitudes b and phases c of the cycles of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ coefficient in the Devon Island ice core- from 110977 years ago (R - multiple correlation coefficient, F_{obl} - Fisher-Snedecor test)

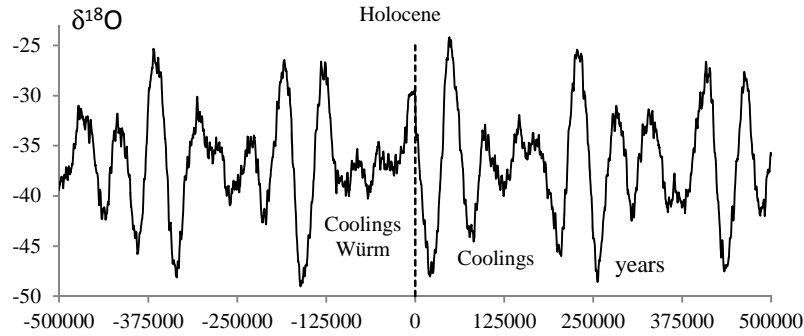
Okres Θ	b	c	R	Okres Θ	b	c	R
1100	0,1310	2,14550	0,041	8700	0,3194	2,50116	0,151
2200	0,0828	2,31739	0,056	11300	0,0624	0,23536	0,100
2800	0,1691	1,59161	0,059	16700	0,3944	-3,00914	0,378
3400	0,3623	2,05909	0,079	24700	0,8524	2,61800	0,613
4500	0,3333	2,60157	0,115	45900	3,7590	1,22237	0,764
4700	0,2802	2,21959	0,107	58700	5,0845	2,52072	0,766
6200	0,3825	-2,64079	0,153	86100	3,3185	-2,67926	0,770
7300	0,1968	2,33897	0,164				

Wskaźnik izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ cechuje się trzema okresami: 24700 lat, 45900 lat i 86400 lat – zbliżonymi do okresów zmian długości ekliptycznej perihelium, nachylenia płaszczyzny orbity (ε) i mimośrodru eliptycznej orbity Ziemi (e).

Interferencję tych 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 najdłuższych 58700 i 86100 lat wyznaczono z wzoru

$$y = \delta^{18}\text{O} = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$

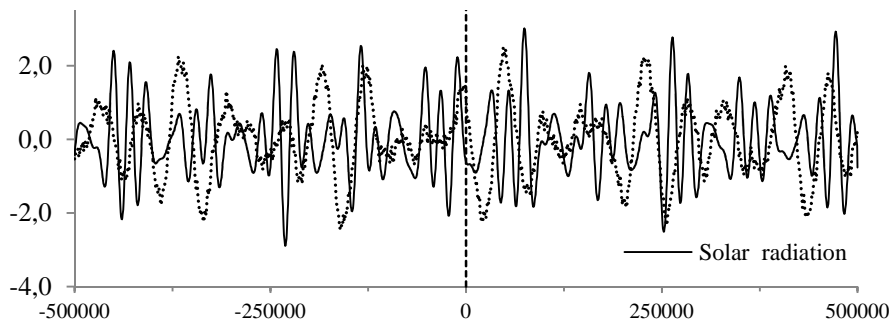
Wypadkową nakładania się tych cykli w przedziale czasu t – od -500 000 BP do 500 000 AD charakteryzuje rys. 9.



Rys. 9. Zmiany izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ (wyspa Devon), interferencja cykli $y = f(t)$ w przedziale czasu: -500 000 < t < 500 000 lat

Fig. 9. Changes of isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island) and interference of cycles $y = f(t)$ in the timeframe: -500 000 < t < 500 000 years

Synchroniczność zmian promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ i zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym (wyspa Devon) można stwierdzić głównie w przedziale czasu -125 000 BP < t < 0 (rys.10).

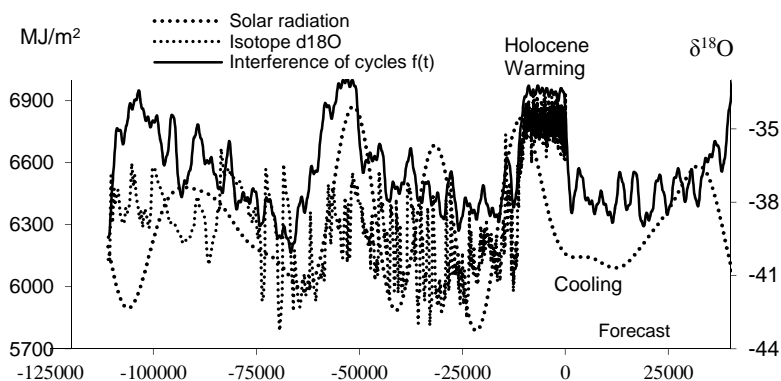


Rys. 10 . Zmiany sum promieniowania słonecznego (w okresie marzec-wrzesień, $\varphi = 65^\circ \text{N}$, 1900 AD - $t = 0$) i izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ (wyspa Devon) – interferencja cykli $y = f(t)$ w przedziale czasu: -500 000 < t < 500 000 lat

Fig. 10. Changes in the sums of solar radiation (in the period March-September, $\varphi = 65^\circ \text{N}$, 1900 AD - $t = 0$) and isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island), interference of cycles $y = f(t)$ in the timeframe: -500 000 < t < 500 000 years

Minima t_{\min} wskaźnika zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym wskazują największe ochłodzenia klimatu na półkuli północnej Ziemi, a maksima t_{\max} – ocieplenia.

Analogiczne wnioski wynikają z porównania zmierzonej zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon i otrzymanych z interferencji najsilniejszych 10 cykli (istotnych na poziomie 0,05) – okresów Θ : 4500, 4700, 6200, 7300, 8700, 11300, 16700, 24700, 45900 lat oraz najdłuższego $\Theta = 86100$ lat z sumami promieniowania słonecznego w okresie III-IX.. Ich interferencję porównano z przebiegiem czasowym sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi=65^\circ$ (rys. 11).

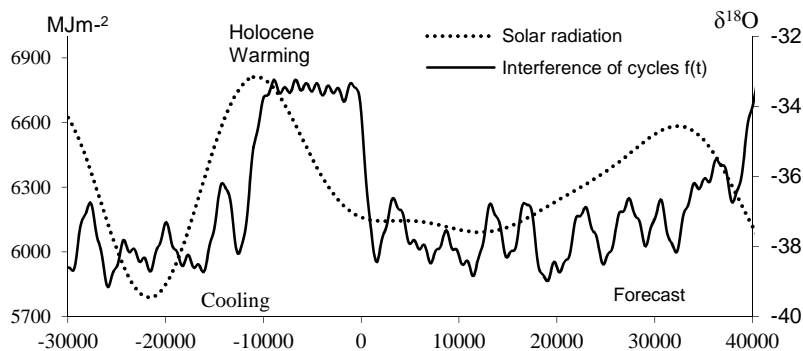


Rys. 11. Zmiany izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ (Wyspa Devon) i interferencja cykli $f(t)$ w przedziale czasu $-110977 < t < 40000$ lat

Fig. 11. Changes of isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island) and interference of cycles $f(t)$ and solar radiation in the timeframe: $-110977 < t < 40000$ years

W najbliższych stuleciach można oczekiwać gwałtownego ochłodzenia klimatu (kolejnego zlodowacenia Ziemi).

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), rys.12.

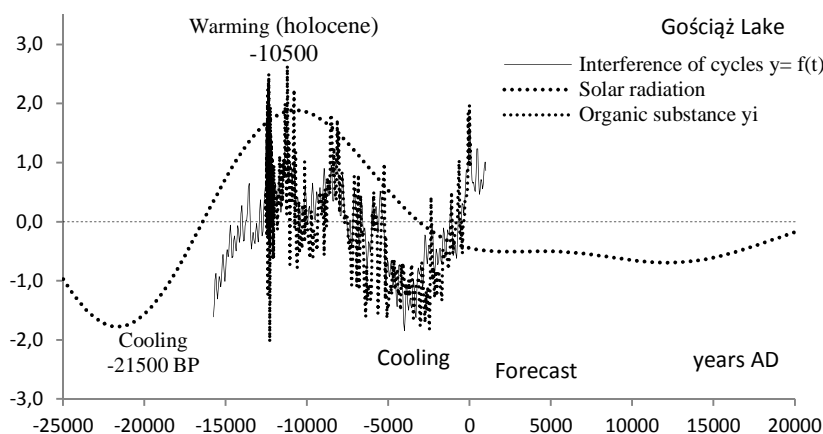


Rys. 12. Zmiany promieniowania słonecznego i izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ (wyspa Devon) – w czasie ostatnich 25 000 lat

Fig. 12. Changes of solar radiation and isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island) – in the last 25 ka years

12.3. Rekonstrukcja (od 30 000 BP) i prognoza (do 1000 AD) klimatu Europy – według substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Gościąg

Holocenijskie ochłodzenia i ocieplenia klimatu w Europie są znane na podstawie badań substancji organicznych (i zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$) zdeponowanych w jeziorze Gościąg (Boryczka, Wicik, 1994). W laminowanych osadach jeziora Gościąg 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 Gościąg. 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 Gościąg (standaryzowane dodatnie tj. powyżej średniej) przypadają na rozległe maksimum sum promieniowania słonecznego. Stąd wynika, że główną przyczyną holocenijskiego optimum klimatu był wzrost sum promieniowania słonecznego, wywołany zmianami orbity Ziemi (rys. 13).



Rys 13. Zmiany zawartości substancji organicznych w jeziorze Gościąg w czasie: $-15750 < t < 1000$ w odniesieniu do sum promieniowania słonecznego

Fig. 13. The change of the organic substance content in Lake Gościąg during: $-15750 < t < 1000$ in reference to the sums of solar radiation

Substancji organicznych w jeziorze Gościąg było najmniej w czasie: $t_{\min}=-15750$ ($y_{\min}=9,1 \%$) i $t_{\min}=-4000$ ($y_{\min}=8,2 \%$).. Wykres wypadkowej interferencji cykli $y=f(t)$ ma dwa maksima : $t_{\max}=-11250$ ($y_{\max}=21,2\%$) i $t_{\max}=0$ tj. 1984 AD ($y_{\max}=21,1\%$). Z prognozowanego promieniowania słonecznego i z okresowości substancji organicznych w jeziorze Gościąg wynika, że w ciągu najbliższych 1000. lat prawdopodobnie będzie się ochładzać – z minimum $t_{\min}=600$ tj. w pobliżu roku 22580 ($y_{\min}=16,9\%$).

12.4. Wpływ koncentracji masy planet Układu Słonecznego na aktywność Słońca i erupcje wulkanów – na klimat Ziemi

Wahania klimatu Ziemi zależą od koncentracji masy planet Układu Słonecznego względem płaszczyzny ekliptyki. Jako miarę koncentracji masy planet (w chwili t) przyjęto moment bezwładności planet $-B_z$ (z ujemnym znakiem – podzielony przez masę M planet US):

$$-B_z = -\frac{1}{M} \sum_{j=1}^n m_j z_j^2$$

gdzie: m_j, z_j – masa i odległość j -tej planety od płaszczyzny ekliptyki (przyjęto R_o^2 za jednostkę, R_o – promień Słońca), parametry orbit planet – Reznikov 1982.

Moment bezwładności B_z planet jest miarą rozproszenia masy planet względem płaszczyzny ekliptyki, a ze znakiem ujemnym ($-B_z$) – wskazuje koncentrację masy planet – w odniesieniu do ekliptyki.

Z dotychczasowych badań (Boryczka, 2003) wynika, że aktywność Słońca (liczby Wolfa) zależy od położenia (w czasie t) środka masy (\vec{r}) czterech największych planet: Jowisza, Saturna, Uranu i Neptuna, tj. od momentu masy μ

$$\vec{r} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^4 m_j \vec{r}_j, \quad \mu = \sum_{j=1}^4 m_j r_j$$

gdzie: m_j – masa j -tej planety, \vec{r}_j – promień wodzący j -tej planety względem Słońca, m – suma mas 4 planet, \vec{r} – promień wodzący środka masy US (wektor).

Współrzędne ekliptyczne 4 największych planet (x, y, z) wyznaczono, korzystając z wielomianów przedstawiających zmiany elementów orbit planet podanych w publikacji A. P. Reznikowa (1982). Elementy orbit planet to: a – duża półoś elipsy, e – mimośród,

i – nachylenie płaszczyzny orbity do płaszczyzny ekliptyki, Ω – długość ekliptyczna perihelium, ω – długość ekliptyczna węzła wstępującego planety, L – długość ekliptyczna planety, zestawiono w publikacji (Boryczka 1998).

Jowisz

$$\begin{aligned} L &= 238^{\circ}2'57,32'' + 10930687,148''t + 1,200486''t^2 - 0,005936''t^3 \\ \Omega &= 12^{\circ}43'15,34'' + 5795,862''t + 3,80258''t^2 - 0,01236''t^3 \\ \omega &= 99^{\circ}26'36,19'' + 3637,908''t + 1,2680''t^2 - 0,3064''t^3 \\ i &= 1^{\circ}18'31,45'' - 20,506''t + 0,014''t^2 \\ e &= 0,04833475 + 0,000164180t - 0,0000004676t^2 - 0,00000000171t^3 \\ a &= 5,202561 \end{aligned}$$

Saturn

$$\begin{aligned} L &= 266^{\circ}33'51,76'' + 4404635,5810''t + 1,16835''t^2 - 0,021''t^3 \\ \Omega &= 91^{\circ}5'53,38'' + 7050,297''t + 2,9749''t^2 + 0,0166''t^3 \\ \omega &= 112^{\circ}47'25,40'' + 3143,5025''t - 0,54785''t^2 - 0,0191''t^3 \\ i &= 2^{\circ}29'33,07'' - 14,108''t - 0,05576''t^2 + 0,00016''t^3 \\ e &= 0,05589232 - 0,00034550t - 0,000000728t^2 + 0,00000000171t^3 \\ a &= 9,554747 \end{aligned}$$

Uran

$$\begin{aligned} L &= 244^{\circ}11'50,89'' + 1547508,765''t + 1,13774''t^2 - 0,002176''t^3 \\ \Omega &= 171^{\circ}32'55,14'' + 5343,958''t + 0,8539''t^2 - 0,00218''t^3 \\ \omega &= 73^{\circ}28'37,55'' + 1795,204''t + 4,722''t^2 \\ i &= 0^{\circ}46'20,37'' + 2,251''t + 0,1422''t^2 \\ e &= 0,0463444 - 0,00002856t + 0,000000077t^2 \\ a &= 19,21814 \end{aligned}$$

Neptun

$$\begin{aligned} L &= 84^{\circ}27'28,78'' + 791589,291''t - 1,15374''t^2 - 0,002176''t^3 \\ \Omega &= 46^{\circ}43'38,37'' + 5128,468''t + 1,40694''t^2 - 0,0021767''t^3 \\ \omega &= 130^{\circ}40'52,89'' + 3956,166''t + 0,89952''t^2 - 0,016984''t^3 \\ i &= 1^{\circ}46'45,27'' - 34,357''t - 0,0328''t^2 \\ e &= 0,00899704 + 0,000006330t - 0,000000002t^2 \\ a &= 30,10957 \end{aligned}$$

Są to empiryczne zależności elementów orbit od czasu t (wielomiany względem czasu t). Data 1900 (styczeń 0,5) jest początkiem osi czasu $t = 0$, a wiek juliański (100 lat) jednostką czasu – $t = \frac{1}{36525}(t_j - 2415020)$), gdzie t_j jest aktualną datą juliańską.

W obliczeniach przyjęto miesięczny odstęp czasu $\Delta t = \frac{1}{1200}$ (miesiąc juliański).

Przyjęto czas $t = \frac{1}{100}(\text{Data} - 1900) + \frac{14,5}{36525}$

Płaszczyznę orbity Ziemi $i = 0$ (płaszczyznę ekliptyki) przyjęto jako płaszczyznę główną x, y ekliptycznego heliocentrycznego układu współrzędnych.

Współrzędne orbitalne planety x', y' określają wzory:

$$x' = a(\cos E - e), \quad y' = a\sqrt{1-e^2}\sin E.$$

Anomalię ekscentryczną E oblicza się w sposób rekurencyjny z równania Keplera: $E = M + e \sin E$, przyjmując na początku $E = M = L - \Omega$ (M - anomalia średnia).

Natomiast współrzędne heliocentryczne ekliptyczne Ziemi obliczono z wzorów:

$$x = P_x x' + Q_x y', \quad y = P_y x' + Q_y y', \quad z = P_z x' + Q_z y'.$$

Cosinusy kierunkowe P_x, P_y, P_z i Q_x, Q_y, Q_z przekształcenia współrzędnych orbitalnych we współrzędne ekliptyczne wynoszą:

$$\begin{aligned} P_x &= \cos\Delta\Omega \cos\omega - \sin\Delta\Omega \sin\omega \cos i, & Q_x &= -\sin\Delta\Omega \cos\omega - \cos\Delta\Omega \sin\omega \cos i, \\ P_y &= \cos\Delta\Omega \sin\omega + \sin\Delta\Omega \cos\omega \cos i, & Q_y &= -\sin\Delta\Omega \sin\omega + \cos\Delta\Omega \cos\omega \cos i, \\ P_z &= \sin\Delta\Omega \sin i, & Q_z &= \cos\Delta\Omega \sin i, \end{aligned}$$

gdzie: $\Delta\Omega = \Omega - \omega$ jest kątową odległością peryhelium od węzła wstępującego.

Współrzędne planet wyznaczono w jednostkach astronomicznych z dokładnością 0,00001 AU. Współrzędne planet obliczono z podwojoną precyzją (anomalię ekscentryczną E - z dokładnością 0,00001).

Przykład 1. Wskaźnik koncentracji masy planet ($-B_z$) – słoje sosny i świerka

Interesujące są porównanie (standaryzowanych wartości) zmian przyrostów szerokości słoików: sosny (*Pinus sylvestris*) w Karhunpesakivi (1398-1993, Finlandia) i świerka (*Picea abies*) – w Falkenstein (1540-1995, Niemcy) z przebiegiem wskaźnika koncentracji masy planet ($-B_z$) w latach 1500-2500. Porównano wypadkowe $y=f(t)$ interferencji cykli Θ szerokości słoików sosny i świerka wyznaczone na podstawie cykli (tab.3-4) z wskaźnikiem $-B_z$. (rys.14-15).

Tabela. 3. Okresy Θ (lat) szerokości pierścieni sosny *Pinus sylvestris* w Karhunpesakivi– Finlandia (1396-1993)

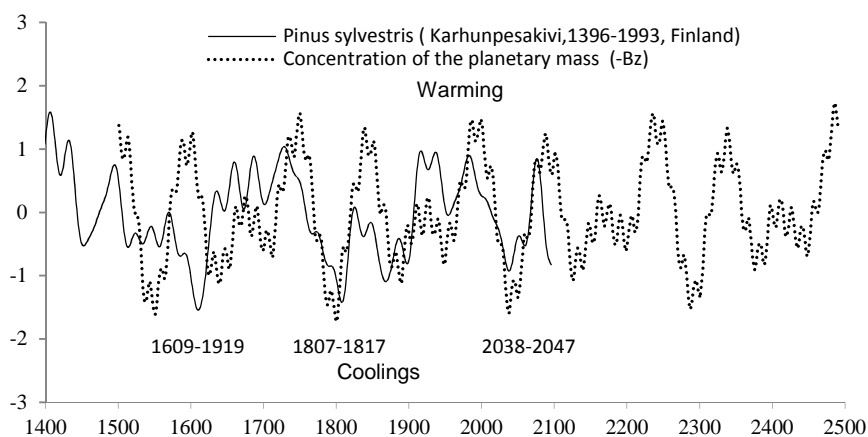
Table. 3. Periods Θ (years) of the Scots pine tree ring widths *Pinus sylvestris* in Karhunpesakivi – Finland (1396-1993)

Okres Θ	23	28	32	49	72	85	107	137	176	265
R	0,137	0,155	0,190	0,166	0,201	0,306	0,178	0,178	0,118	0,487
F_{obl}	5,63	7,30	11,15	8,45	12,43	30,62	9,71	9,71	4,21	92,30

Tabela. 4. Okresy Θ (lat) szerokości pierścieni świerka *Picea abies* w Falkenstein - Niemcy (1540-1995)

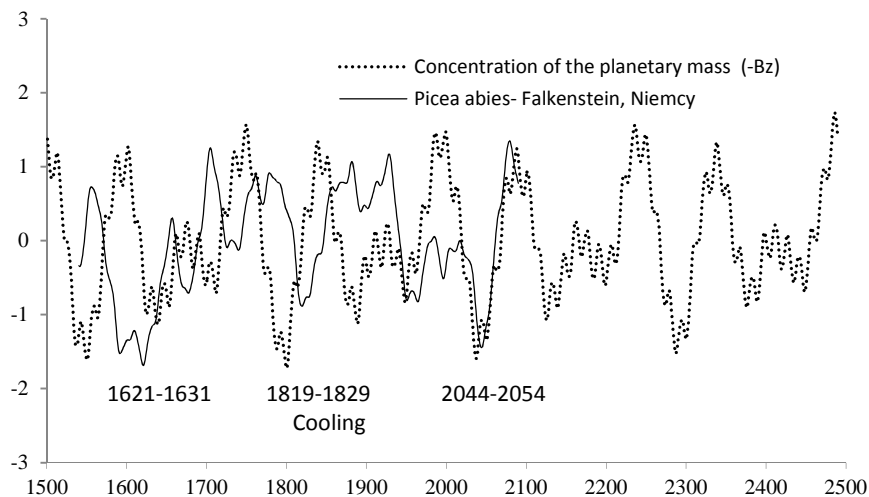
Table. 4. Periods Θ (years) of the Norway spruce tree ring widths *Picea abies* in Falkenstein – Germany (1540-1995)

Okres Θ	8	12	15	25	46	53	73	110	189	429
R	0,057	0,059	0,143	0,123	0,217	0,160	0,328	0,303	0,416	0,399
F_{obl}	0,74	0,79	4,72	3,46	11,23	5,92	27,34	22,96	47,39	42,85



Rys. 14. Zmiany szerokości słoiki sosny (*Pinus sylvestris*) w Karhunpesakivi (1400-2100) i wskaźnika ($-B_z$) koncentracji masy planet względem ekliptyki (1500-2500)

Fig. 14. Changes in the widths of the Scots pine tree rings (*Pinus sylvestris*) in Karhunpesakivi (1400-2100) and the coefficient ($-B_z$) of concentration of the planet moment of inertia in relation to the ecliptic (1500-2500)



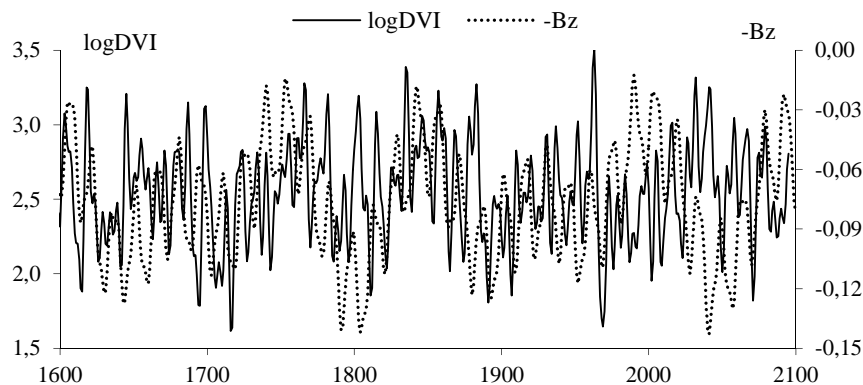
Rys. 15. Zmiany szerokości słoje świerka (*Picea abies*) w Falkenstein (1540-2100) i wskaźnika ($-B_z$) koncentracji masy planet względem ekliptyki (1500-2500)

Fig. 15. Changes in the widths of the Norway spruce tree rings (*Picea abies*) in Falkenstein (1540-2100) and the coefficient ($-B_z$) of concentration of the planet momentum of inertia in relation to the ecliptic (1500-2500)

Przebieg szerokości słoje sosny w Karhunpesakivi (rys.14) cechuje się trzema głównymi minimami: 1609-1919, 1807-1817, 2038-2047 (ekstrapolacja). Synchroniczność wahań występuje przede wszystkim w latach 1700-2100. Główne minima szerokości słoje tej sosny: 1807-1817, 2038-2047 (prognozowane) przypadają na minima koncentracji masy planet względem ekliptyki ($-B_z$)_{min}. Przebieg szerokości słoje świerka w Falkenstein jest także podobny do przebiegu koncentracji masy planet ($-B_z$) – z trzema zbliżonymi minimami w latach: 1621-1631, 1819-1829 i prognozowanym 2044-2054 (rys. 15). Minima szerokości słoje wskazują największe ochłodzenia klimatu w Europie. Na uwagę zasługują prognozowane minima szerokości słoje sosny 2038-2047 (Karhunpesakivi) i świerka 2044-2054 (Falkenstein) tj. prognozowane duże ochłodzenia klimatu – takie jak na początku XIX wieku.

Przykład 2. Wskaźnik koncentracji planet ($-B_z$) – erupcje wulkanów

Interesujące jest też porównanie wykresów zmian (rys. 15): wskaźnika koncentracji pyłów wulkanicznych $\log DVI$ ze wskaźnikiem $-B_z$ koncentracji masy planet względem płaszczyzny ekliptyki (B_z – moment bezwładności planet) Na ogół synchroniczne są wahania, tj. przy większej koncentracji planet w płaszczyźnie ekliptyki występuje więcej pyłów wulkanicznych ($\log DVI$). Nasuwa się wniosek, wykluczający tezę – o przypadkowych losowych erupcjach wulkanów.



Rys. 15. Synchroniczne zmiany wskaźnika koncentracji pyłów wulkanicznych (log DVI) i wskaźnika koncentracji masy planet względem ekliptyki (-Bz)(Bz – moment bezwładności planet)

Fig. 15. Synchronic changes of the indicator of concentration of the volcanic dust (log DVI) and the index of concentration of planetary mass with respect to the ecliptics (-Bz)(Bz – momentum of the nine planets)

12.5. Synchroniczne wahania momentu mas 4 największych planet i aktywności Słońca (liczb Wolfa)

Istotne znaczenie w badaniu przyczyn zmian klimatu Ziemi ma zależność aktywności Słońca (liczb Wolfa) od zmian położenia środka masy czterech największych planet. Oddziaływania fizyczne (bliżej nieznane) na Słońce poszczególnych planet można opisać wyodrębniając ich udział w zmienności położenia środka masy \bar{s} Układu Słonecznego, względem którego porusza się Słońce (Boryczka 2002):

$$\bar{s} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^n m_j \vec{r}_j, \quad \mu = \sum_{j=1}^4 m_j r_j$$

gdzie m_j – masa planety, \vec{r}_j – promień wodzący planety, m - masa planet US (parametry orbit: Reznikov 1982).

W badaniach przyczyn współczesnych zmian klimatu fundamentalne znaczenie ma wykazanie zależności aktywności Słońca (i stałej słonecznej) od okresów obiegu 4 największych planet dookoła Słońca. Okazało się, że okresowe (modulowane) zmiany momentu mas tych największych planet determinują wahania aktywności Słońca – liczb Wolfa. Ich okres obiegu dookoła Słońca (P), masę (m), średnią odległość od Słońca (r) oraz średni moment masy $M = mr$ wynoszą:

Planety	Okres P	Masa m	Odległość r	Moment masy M
Jowisz	11,862	317,82	5,203	1653,617
Saturn	29,458	95,28	9,539	908,8759
Uran	84,015	14,56	19,19	279,4064
Neptun	164,79	17,28	30,06	519,4368

Średnie miesięczne odległości tych planet od Słońca $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ w latach 1701-2000, wyznaczone na podstawie współrzędnych ekliptycznych (x, y, z) opisują równania sinusoid regresji o okresach: 11.862, 29.458, 84.015, 164.79 lat (o współczynnikach korelacji $R=0,999$):

$$r_J = 5,203 + 0,250875 \sin\left(\frac{2\pi}{11,862} t + 1,238896\right)$$

$$r_S = 9,539 + 0,535000 \sin\left(\frac{2\pi}{29,458} t - 1,646381\right)$$

$$r_U = 19,19 + 0,891820 \sin\left(\frac{2\pi}{84,015} t + 2,115445\right)$$

$$r_N = 30,06 + 0,270807 \sin\left(\frac{2\pi}{164,79} t + 2,115445\right)$$

Aktywność Słońca (liczby Wolfa) zależy przede wszystkim od położenia środka masy (\vec{S}) czterech największych planet o masach (względem Słońca): Jowisz – $m_J=317,82$, Saturn – $m_S = 95,28$, Uran – $m_U= 14,56$ i Neptun – $m_N= 17,25$).

Przebieg liczb Wolfa w latach 1700-2010 dobrze opisuje model fizyczny uwzględniający okresy obiegu tych planet dookoła Słońca: Jowisz (11,862 lat), Saturn (29,458 lat), Uran (84,015) i Neptun (164,79 lat), tj. okresy oddziaływań grawitacyjnych i in. także modulację oddziaływań planet bliższych przez planety dalsze.

Liczby Wolfa standaryzowane (w sensie statystycznym) można obliczyć z wzoru μ , przyjmując moment masy największej planety Jowisza ($M_{11}=1653,617$) jako jednostkę.

Momenty mas względne poszczególnych planet M_{ij} , po podzieleniu przez moment masy Jowisza $M_{11}= 1653,617$ przedstawia macierz M :

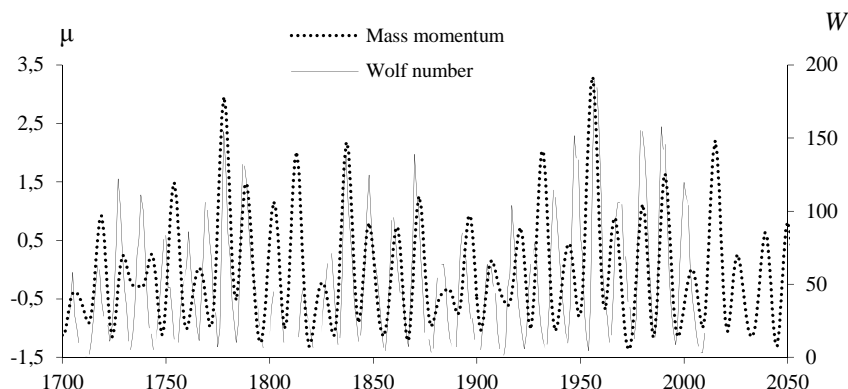
$$M = \begin{bmatrix} 1 & M_{12} & M_{13} & M_{14} \\ & 1 & M_{23} & M_{24} \\ & & 1 & M_{34} \\ & & & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0,549629 & 0,168967 & 0,314122 \\ & 1 & 0,30742 & 0,571516 \\ & & 1 & 1,859073 \\ & & & 1 \end{bmatrix}$$

Aktywność Słońca (liczby Wolfa) w latach 1700-2013 dobrze opisuje wzór trygonometryczny (nie statystyczny) na względny moment masy

$$\mu \square \square = \sin(2\pi t/11.862 + c_J)(1 + M_{12} \sin(2\pi t/29.458 + c_S) + M_{13} \sin(2\pi t/84.015 + c_U) + M_{14} \sin(2\pi t/164.79 + c_N)) + M_{12} \sin(2\pi t/29.458 + c_S)(1 + M_{23} \sin(2\pi t/84.015 + c_U) + M_{24} \sin(2\pi t/164.79 + c_N)) + M_{13} \sin(2\pi t/84.015 + c_U)(1 + M_{34} \sin(2\pi t/164.79 + c_N)) + M_{14} \sin(2\pi t/164.79 + c_N)$$

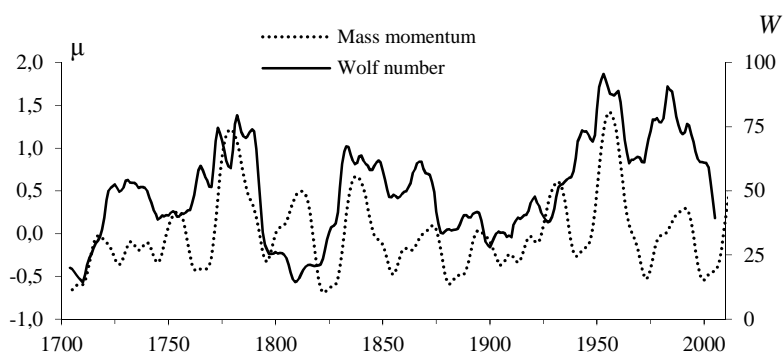
Przesunięcia fazowe c_j obliczono metodą „sinusoid regresji” z ciągu chronologicznego odległości r_j planet od Słońca: $c_J=1,238896$, $c_S = -1,646381$, $c_U=2,115445$, $c_N=2,061512$, a według danych liczb Wolfa z lat 1749-2010: $c_J = 2,4356384$, $c_S = -1,2205328$, $c_U=0,64633662$, $c_N=1,81246942$ lub z lat 1700-2010 ($c_J=2,72421665$, $c_S = -1,39066791$, $c_U=0,64625296$, $c_N=2,18942312$).

Interesująca jest synchroniczność zmian (koincydencja ekstremów) liczb Wolfa i momentu masy planet (rys. 16-17).



Rys. 16. Zmiany momentu masy czterech największych planet (μ) i cykl 11-letni liczb Wolfa w latach 1700-2010

Fig. 16. Changes the values of the four largest planet mass momentum μ and the 11 years Wolf numbers cycle in the years 1700-2010



Rys. 17. Zmiany aktywności Słońca (ruchomych 11-letnich liczb Wolfa) i momentu masy 4. największych planet (μ) w latach 1700-2010

Fig. 17. Changes in solar activity (11- years Wolf numbers) and mass moments (μ) of the 4. largest planets in years 1700-2010

Literatura

- Astronomiczeskij Eżegodnik SSSR na 1961 god*, 1959, Moskwa-Leningrad.
- Berger A., 1988. Milankovich theory and climate, *Reviews of Geophysics*, 26.
- Boryczka J., Wicik B., 1983, Holocenijskie cykle klimatu w środkowej Polsce na podstawie statystycznej analizy osadów jeziornych, *Przegląd Geofiz.*, R. XXVIII., z.3-4
- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa
- Boryczka J., 2003, *Trends in Climate Change in Europe and Their Causes*. [w:] *Man and Climate in the 20th Century* (red. J. L. Pyka i in.), *Studia Geograficzne*, 75, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Unton-Pyziółek A., Gieszczyk P., 2010, *Colling and Warming of climate of the Earth's Northern Hemisphere (on the basis of fluctuations of the oxygen isotope $\delta^{18}O$ and dendrological data)*, *Miscellanea Geographica*, 14, 47-58
- Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N. J., 1976, *Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages*, *Science*, 194, nr 4270.

- Milankovič M., 1938, *Matematyčeskaja klimatologija i astronomičeskaja teorija kolebanij klimata*, ONTU, Moskwa
- Maksimow E. W., 1972, *Problemy oledienienija Ziemli i ritmy w prirode*, Izd. Nauka, Leningrad.
- Reznikov A. P., 1982, *Priedskazanije jestiestwiennyh processow obuczajuszczejsja sistiemoj*, Nowosybirsk
- Witkowski J., 1953, *Astronomia sferyczna*, PWN, Warszawa.

*<http://www.noaa.gov/paleo/treering.htm>

Summary

Changes of climate of the Northern Hemisphere (on the basis of fluctuations of the solar radiation and oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$)

In the past, the greatest climate cooling (glaciation) was set off by periodic changes of the Earth's elliptic orbit and altitude of the Earth's axis. They were the outcome of fluctuation of solar radiation in high parallel latitudes, especially in circumpolar areas. They are the result of overlapping of three long cycles: orbital *eccentricity* - 92 000 years (from $e=0$ to $e=0,068$), inclination of the plane of the equator to the ecliptic - 40 000 years (from $\varepsilon = 21^{\circ} 58'$ to $\varepsilon = 24^{\circ} 36'$) and the ecliptic length of the perihelion (Ω) in relation to the point of the spring equinox - 21 000 years (Milankovič, 1930, Berger 1988). Every 20 900 years, at the same time of the year, the Earth is the shortest distance away from the Sun. If, for example, during winter the Earth is in perihelion of the orbit (with an eccentricity of 0,066) then the daily total solar radiation on the parallel $\varphi = 60^{\circ}$ diminishes by about 44,4%, when the inclination of the ecliptic to the equator increases from $21^{\circ} 58'$ to $24^{\circ} 36'$.

Approximate periods, i.e. 23 000, 42 000 and 100 000 years were detected later in changes of the oxygen isotope ^{18}O contained in calcium carbonates of deep sea sediments (Hays et al., 1976). Rhythms constitute the geological justification for this periodicity: glacier range, change of ocean levels, seismic and volcanic activity, changes in of the positioning of equators – of a length of 40 700 years (Maksimov, 1972). Periods of the phase differences of maxima (minima) of these cycles are: (Ω, e) - 21211 years) (ε, Ω) - 44210 years, (ε, e) - 70769 years. The configuration of inclination of the ecliptic plane $\varepsilon = 24^{\circ} 36'$, with a circular orbit, repeats itself every 70 769.

In evaluating total solar radiation in the months from March to September (III-IX), the following period lengths were taken into consideration: the eccentric - 100 000 years, the Earth's axis - 40 000 and perihelion - 21 000 years. It was accepted that the eccentricity of the e elliptic orbit of the Earth in the 100 000 year cycle changes from 0 to 0,066 (currently $e = 0,017$), and the inclination of the ecliptic to the equator in a 40 000 year cycle changes from $21^{\circ} 58'$ to $24^{\circ} 36'$ (currently $\varepsilon = 23^{\circ} 30'$).

Important information on global climate changes are provided by changes in the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ in the Antarctica ice cores (Brevier et al., 1999, Boryczka, 2004) and by the Arctic (Fisher, 1979, Gieszc 2008). The isotope $\delta^{18}\text{O}$ contained in the Devon Island ice core comes from evaporation of heavy water (H_2^{18}O) from the oceans which increases during warming periods. Periods of the mean annual values of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O} < 0$ (‰) coefficient in the Devon Island ice core (in the Canadian Arctic), identified by the J. Boryczka method (1998) by the sinusoidal regression:

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

is shown in Table 2.

In the spectrum of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ in the Devon Island ice core, are present periods Θ (essential on level 0.05): 4500, 4700, 6200, 7300, 8700, 11300, 16700, 24700, 45900 years and $\Theta = 86100 > n/2$ are present. The oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ coefficient is characterized by two periods: 24700 and 45900 years – similar to the change periods of the ecliptic length of the perihelion and inclination of the equator plane to the ecliptic.

Table 2. Periods Θ (years), amplitudes b and phases c of the cycles of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ coefficient in the Devon Island ice core- from 110977 years ago (R -multiple correlation coefficient)

Periods Θ	b	c	R
1100	0.134	2.1566	0.041
2200	0.105	2.3140	0.056
2800	0.200	1.6527	0.059
3400	0.392	2.1201	0.079
4500	0.383	2.6125	0.115
4700	0.291	2.4280	0.107
6200	0.402	-2.5822	0.153
7300	0.290	2.5228	0.164
8700	0.326	2.8119	0.151
11300	0.064	-0.8220	0.100
16700	0.604	-2.7634	0.378
24700	1.237	3.0170	0.613
45900	1.962	2.2622	0.764
58750	4.700	2.477	0.766
86100	3.028	-2.7487	0.770

. The interference of the cycles of the oxygen isotope content in the ice core:

$$y = \delta^{18}\text{O} = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$

was determined with omission of the longest periods t_j . $\Theta > 0.5 n$ and the linear component ($a=0$). The resultant of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ cycles (Table 2) in the years: from $t=-110977$ years ago with a prognosis to $t=40\,000$ years is shown in Figure 1 by the graph (continuous line, standardized values). The minima t_{\min} of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ content in the ice core show the greatest climate cooling in the Northern Hemisphere, and the maxima t_{\max} - warming

In order to show the causes of climate fluctuations (fluctuations of the content of oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ in the ice core), the daily total solar radiation on the 65°N parallel of latitude was calculated

The main extrema (minima and maxima) of total solar radiation at the $\varphi = 65^\circ\text{N}$ parallel of latitude in these months correspond to the dates of the next glacial and interglacial phases (the extrema of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ content). For example, the last deep minima of the sums of solar radiation $I_{\min} = 5971\text{ MJ/m}^2$ take place during $t_{\min} = -21500$, i.e. at the Würm glacial stage. The last local sum maximum of solar radiation $I_{\max} = 6813\text{ MJ/m}^2$, which took place during $t_{\max} = -10500$ years, takes place at the maximum of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ content coefficient, i.e. on the *climatic optimum* of the Holocene.

Comparison between the forecasted values of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O} = f(t)$ and the sums of solar radiation 40000 years ahead ($t=0$, 1900 AD) deserves attention. Intense climate cooling may be expected in subsequent centuries (next glaciation of the Earth)

According to organic substances in sediments

In Europe, Holocene cooling and warming of climate is known on the basis of examination of organic substances (and the content of the oxygen isotope ^{18}O) deposited in Gościąg Lake (Boryczka, Wicik, 1994). In the laminated sediments of Gościąg Lake it is possible to determine calendar time (counting the annual increase of sored sediments). The content of organic substances during the period from 15750 to 12 540 BP was reconstructed and a forecast for the next 1000 years was made on the basis of interference $y=f(t)$ of cycles: 50, 230, 360, 390, 540, 590, 1120, 1380, 1770, 2970, 6080, 12380 years, present in the spectrum of organic substance content.

Climate cooling and warming are the local minima and maxima of temporal courses $y = f(t)$ of organic substance concentration (in %) in the sediments of Lake Gościąg (Fig.2). The changes in

the sums of the solar radiation were also introduced (III-IX), from -25000 years ago to +1000, calculated keeping in mind periodical changes of the parameters of the Earth orbit. The course of radiation is characterized by two extrema: minimum $t_{\min}=-21500$ (5791 MJ/m^2) and maximum $t_{\max}=-10500$ (6813 MJ/m^2). The greatest values $y=f(t)$ of organic substances in the sediments of Lake Gościąg (standardised positive, i.e. above average) they coincide with the extensive maxima of the sums of solar radiation.

Thus, the main reason for the Holocene climate optimum was the growth of the sums of solar radiation caused by changes in the Earth's orbit.

The least amount of organic substances in Lake Gościąg was during the time: $t_{\min}=-15750$ ($y_{\min}=9,1\%$) and $t_{\min}=-4000$ ($y_{\min}=8,2\%$). The graph of the resultant interference of cycles $y=f(t)$ has two maxima: $t_{\max}=-11250$ ($y_{\max}=21,2\%$) and $t_{\max}=0$ tj. 1984 AD ($y_{\max}=21,1\%$). It may be concluded from the solar radiation forecast and periodicity of organic substances in Lake Gościąg that during the next 1000 years it will probably be cooling - from the minimum $t_{\min}=600$, i.e. around the year 22580 ($y_{\min}=16,9\%$).

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Unton-Pyziółek A., Gieszczyński P., 2010, Cooling and Warming of Climate of the Earth's Northern Hemisphere (on the basis of fluctuations of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ and dendrological data), *Miscellanea Geographica*, vol. 14, pp.47-58.

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Unton-Pyziółek A., Gieszczyński P., 2010, *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Północnej Półkuli Ziemi (na podstawie wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i danych dendrologicznych)*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXV, s.88-98.

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Unton-Pyziółek A., Gieszczyński P., 2011, *Zmiany klimatu Półkuli Północnej (na podstawie wahań promieniowania słonecznego i izotopu tlenu $\delta^{12}\text{O}$)*. *Prace i Studia Geograficzne*, t. 47, s. 25-32, Wyd. WGRS UW, Warszawa

XIII. ZAKOŃCZENIE – 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. Zagrozeniem 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 CO_2), które powodują zasadniczą część naturalną efektu cieplarnianego – w latach przedindustrialnych $+33^\circ\text{C}$ (różnica między temperaturą ówczesną a planetarną).

Innym naturalnym regulatorem zawartości CO_2 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 SO_2 , który łącząc się z kropelkami wody (mgły) tworzy kwas siarkawy H_2SO_3 , a w tkankach roślin – kwas siarkowy H_2SO_4 (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 CO_2 . 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 ^{16}O , ^{18}O w rdzeniach lodów Grenlandii. Stosunek $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ulega analogicznej cykliczności: 40, 100, 22 tys. lat (parowanie ciężkiego tlenu ^{18}O jest większe przy wyższej temperaturze wody) – jak parametry orbity Ziemi.

Zmiany klimatu, uwarunkowane zmiennością parametrów orbity Ziemi, są bardzo powolne – znikome w kilkunastowiecznym 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, Gościąg, Święte). Zawartość substancji organicznych w osadach jeziornych jest dodatnio skorelowana z temperaturą powietrza. W prognozach na najbliższe stulecia istotne jest, czy tendencja naturalnych, wiekowych zmian temperatury powietrza jest rosnąca, czy też 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 wzmożenia 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):

$$T = 0,0073 \text{ CO}_2 - 0,0021 \text{ DVI} + 0,0080$$

gdzie: CO₂ – koncentracja dwutlenku węgla (ppm), DVI – wskaźnik Dust Veil Index.

Z modelu wyeliminowano aktywność Słońca, jako nieistotną statystycznie, natomiast dominują w nim dwie zmienne: CO₂ (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 wielookresowej) 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 $F_{obl} = 8.34$).

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 $T = f(p, \dots)$ 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 naturalnego są rzędu paru $^\circ\text{C}$ (w Warszawie $1,2^\circ\text{C}$). Najmniej wiarygodne są więc prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wg scenariuszy $2\times\text{CO}_2$ 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):

$$y = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

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 wahaniem 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							
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	-	-

Rekonstrukcje i prognozy szerokości słoii 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 Północnoatlantycznej (rozd. 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 Okęcie 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.

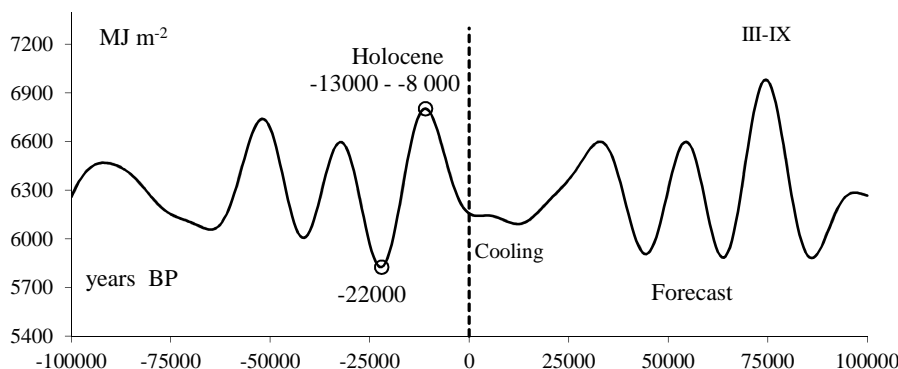
W tomie XXV przedstawiono rekonstrukcję i prognozę sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ w miesiącach marzec-wrzesień. Wykazano m.in. synchroniczność wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym wyspy Devon (w Arktyce Kanadyjskiej) i sum promieniowania słonecznego.

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: mimośrodowość 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 holocenne 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 $-30\ 000 \text{ BP} \leq t \leq 40\ 000 \text{ AD}$

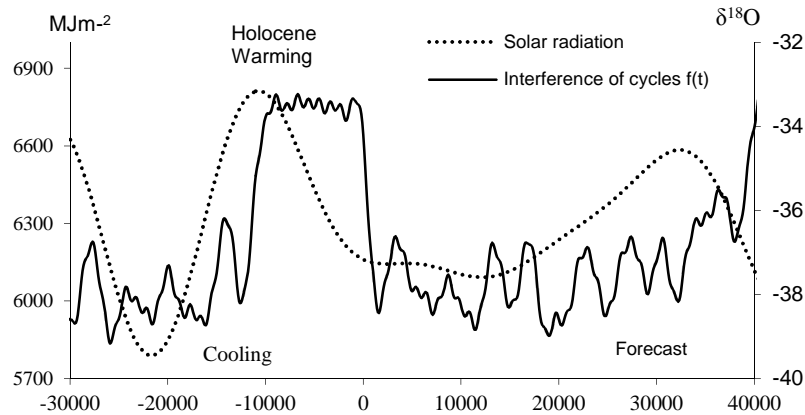
Ważnych informacji o globalnych zmianach klimatu dostarczają zmiany zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych z Arktyki (Boryczka i in. 2010). Izotop $\delta^{18}\text{O}$ zawarty w rdzeniu lodowym z wyspy Devon pochodzi z parowania ciężkiej wody (H_2^{18}O) z oceanów – większego podczas ociepleń. Widmo i okresy średnich rocznych wartości wskaźnika izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O} < 0$ (‰) w rdzeniu lodowym 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 BP do 40 000 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 25 000 lat

Fig. 2. Changes of solar radiation and isotope $\delta^{18}\text{O}$ (Devon Island) – in the last 25 ka years

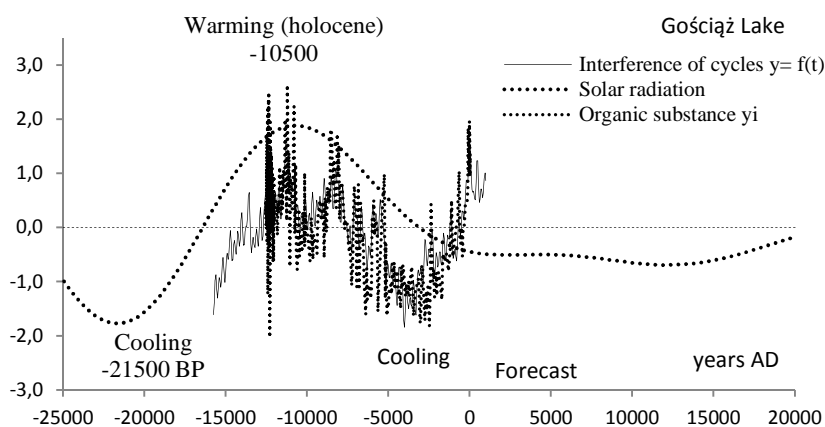
Na uwagę zasługuje ogólna zbieżność wahań (spadków i wzrostów) stężenia izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i sum promieniowania słonecznego w czasie: $-30\ 000 < t < 40\ 000$ lat ($t = 0$, 1900 AD),

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 -30 000 BP $\leq t \leq$ 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 zrekonstruowano, 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 holocenickiego 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:

$$\mu = \sum_{j=1}^n m_j r_j$$

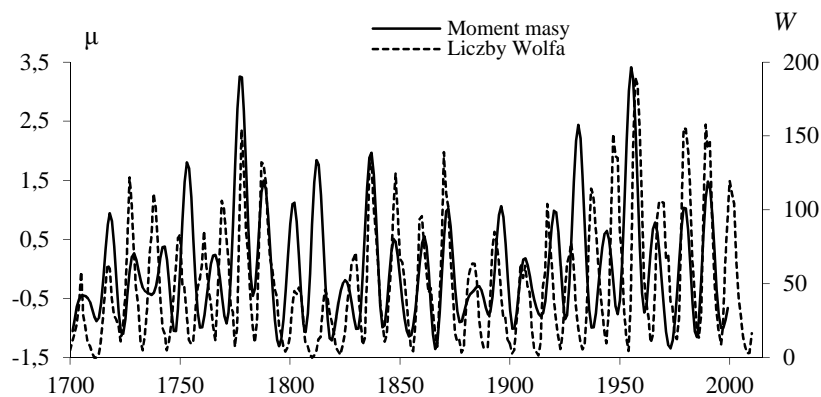
gdzie: m_j – masa j-tej planety, r_j – odległość j-tej planety od Słońca.

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_i 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

Ważniejsze wyniki innych 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 rosnącą 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 s silnie skorelowane z silami grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce, z planetarnymi wpływami 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:

$$W = 83,94 - 3,389 G + 244,25 \gamma - 5,732 Z + 81,58 z, \quad R = 0,47$$

$$T = 8,026 - 0,0517 G - 0,0341 \gamma - 0,362 Z + 0,3455 z, \quad R = 0,38$$

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:

1700-1993	$W = 32,85 + 0,1143t$	$r = 0,24$
1749-1993	$W = 38,05 + 0,1186t$	$r = 0,20$
1779-1993	$W = 24,23 + 0,1530t$	$r = 0,31$

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:

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

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 liczby Wolfów niż do krzywej wiekowych zmian stężenia CO₂ w atmosferze (bez ekstremów). Minima wiekowe temperatury powietrza przypadają na lata minimów wiekowych aktywności Słońca – na najsłabszy 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).

Dla ustalenia przyczyn globalnego ocieplenia klimatu ważną jest synchroniczność cyklicznych wahań temperatury powietrza i aktywności Słońca, a także erupcji wulkanicznych. Szkoda, że takiej kilkunastoletniej, kilkudziesięcioletniej cykliczności nie ulega stężenie CO₂ w atmosferze. Nie ma obecnie możliwości porównania ekstremów wiekowych zmian temperatury powietrza i stężenia CO₂.

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

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 years cycle	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 s' – 182,9 lat (Boryczka 1993).

Najstarszy 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. Rakipowej (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):

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

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

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	13,4	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	0,4

Cyrkulacja wschodnia (C_E) i zachodnia (C_w) ulega cykliczności ok. 30-letniej, zbliżonej do najsilniejszego cyklu koncentracji masy względem środka masy Układu Słonecznego – 0:29,5 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	0,24	IV	35,5	0,37
Lato	30,0	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) o realnym istnieniu cyklu 35-letniego Brucknera opadów atmosferycznych.

Na uwagę zasługują cykle najdłuższe cyrkulacji południkowej (C) i strefowej (C_1):

Cyrkulacja południkowa	Okres Θ	R
IX	77,4	0,24
XII	85,8	0,20
Cyrkulacja strefowa	Okres Θ	R
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 (1899-1984) 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 obserwuje się bardzo duży spadek liczby dni z cyrkulacją zachodnią: w zimie o 24dni/100lat, w lecie o 39,3 dni/100lat, 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/100lat – 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°C/100 lat, Genewie w latach 1768-1980 – o 0,5°/100 lat.).

Summary

One of the problems yet unsolved is the determination of the reasons of modern, holocene and pleistocene changes in the climate of the Earth – drops and rises of temperature. It includes the explanation of the last global warming up of the climate (during the last centuries). It is not known, what part of the progressing warming up of the climate results from the influence of natural factors and what γ of anthropogenic factors (greenhouse effect caused by CO₂).

Most often the hypothesis about anthropogenic reasons of the global warming of the climate is grounded with:

- the increasing tendency of CO₂ concentration in the atmosphere,
- the rise of the levels oceans,
- the parallel character of many centuries' air temperature and CO₂ concentration curves in the cores of ice in the holocene (for the last 10 thousand years) and in pleistocene (for the last 160 thousand years, for example at the Vostock station),
- temperature drop in stratosphere.

This hypothesis is accepted as the basic assumption in the warmth balance model, radiation-convection model, statistical-dynamic model and the general circulation model (GCM), in the 2xCO₂ prognoses (about double CO₂ concentration). It must be noticed that the reason for this global warming up of the climate may be caused by:

- increasing Sun activity tendency (since 1700)
- decreasing volcanic activity tendency (since 1680)

which are strongly correlated with the influence of gravitation forces of the planets on the Sun, planetary influence on the Sun – with the dispersion of matter in the Solar System. The dependence of Wolf numbers (*W*) and air temperature (*T*) in Warsaw (1779-1979) upon the parameters of the Solar System indicate the equations of hyperplanes regression:

$$\begin{aligned} W &= 83.94 - 3.389 G + 244.25 \gamma - 5.732 Z + 8158 z, & R &= 0.47 \\ T &= 8.026 - 0.0517 G - 0.0341 \gamma - 0.362 Z + 0.3455 z, & R &= 0.38 \end{aligned}$$

in relation to *G* planets gravitation resultant force, γ – cosine of the angle between the radius vectors of the centre of mass and US geometrical centre; *Z*, *z* – distance of geometrical centre and US mass centre from the plane of the eclipsis. On the other hand 3rd degree polynomial of Wolf numbers regression (1749-1980) in relation to these 4 parameters of the Solar System $W = tG, \&, Z, z$) is characteristic of multiple correlation coefficient $R = 0,77$.

Rapid increase of Sun activity influencing atmospheric circulation (movement of cyclones and anticyclones in their initial stages through ionosphere) has been observed. Sun activity increased in the average: in the years 1700-1993 by 11.41/100 years, in the years 1749-1993 by 11.9/100 years and in the years 1779-1993 by 15.3/100 years.

Those increasing Sun activity tendencies are described by simple regressions equations:

1700-1993	$W = 32.85 + 0.1143t$	$r = 0.24$
1749-1993	$W = 38.05 + 0.1186t$	$r = 0.20$
1779-1993	$W = 24.23 + 0.1530t$	$r = 0.31$

It must be pointed out that Sun activity in the years 1700-1993 increased doubly (in comparison to the year 1700) and in the years 1779-1993 – 2, 3 times (in comparison to the year 1779). The increasing tendency of the average annual air temperature in the years 1779-1993, for example in Warsaw by 0.66 C/100 years:

$$T = 6.92 + 0.006572t, \quad r = 0.57$$

is probably caused by Sun activity increase.

The curves of many centuries' air temperature in Europe and in the northern hemisphere (between parallels 30N and 30S, in the atmospheric stratum 850-250 hPa, Sazonow, Klysiak 1996) show a closer similarity to the curve of Wolf numbers changes for particular than to the curve of CO₂ concentration changes (without the extremes). Minimum air temperatures for particular centuries fall on the years of minimum Sun activity – on the weakest 13-year cycle 1811-1823 and on the maximum volcanic activity. During the last decades of increased Sun activity the 11-year air temperature cycle becomes more and more visible (for example Zamość in the years

1951-1990). Simply, during the years of increased Sun activity higher air temperature values have been observed (larger wood growth in the forests – thicker rings of growth).

The synchronic character of cyclic air temperature fluctuation, Sun activity and volcanic eruptions is important for determination of the reasons of the global warming of the climate. It is a pity that CO₂ concentration in the atmosphere does not undergo such several years, cyclic changes. At the present there is no possibility of comparing the extreme centenary values of air temperature and CO₂ concentration changes.

Sun activity underwent the following cyclic changes in the years 1700-1993:

Pperiod (number of years)	2 <i>b</i> amplitude	<i>R</i>
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

According to Fisher-Snedecor test those cycles are significant on significance level 0.01 ($n = 294$). Probability that a cycle of particular length is accidental is smaller than 1%.

It is interesting to compare the dates of maximums of the 11-year Sun activity cycle to the 11- and 25-year cycles parameters of the Solar System: the component of the resultant gravitation force *G* (towards the US geometrical centre) and $\cos \gamma$ (cosinus of the angle between the radius vector of the mass centre and the geometrical centre):

Sun activity						
11,0 years cycle	1926	1936	1948	1959	1970	1981
Observations	1928	1927	1948	1957	1968	1979
US parameters						
<i>G</i>	1926	1937	1948	1960	1971	1982
$\cos \gamma$	1926	1937	1948	1960	1971	1982

Maximum Sun activity values (in this cycle) correspond to maximum *G*s and \cos parameters (minimum of γ angle). Maximum Sun activity is observed together with maximum values of gravitational influence of the planets – the *G_s* component. The maximum Sun activity occurs in the years when planetary gravitation forces and dynamic interaction forces (connected with the movement of the Sun in relation to US mass centre) superimpose on each other (at a small γ angle).

The 192,1-year Sun activity period is similar to centenary periods of Solar System parameters: *G* component of the planetary gravitation force – 184.9 years tidal force ... *G* on the Sun – 185.17 years, distance of the geometrical centre *Z* from the ecliptic – 211.8 years, $\cos \gamma$ – 197.9 years, Sun accelerations *s'* – 182.9 years (Boryczka 1993).

The weakest 13-year Sun activity cycle (1811-1823) since the year 1700 occurred during the absolute minima: *G_s* component of planetary gravitation force, (towards US mass centre, 1810) and the tidal force on the Sun ΔG (1811). The date 1811 is the absolute minimum of the distance of the centre of s Solar System mass from the Sun. Absolute Sun activity extrema: minimum

(1823) and maximum (1957) occurred at the largest distance from the Solar System mass centre from the ecliptic plane: 1823 – $z < 0$, 1957 – $z > 0$.

What supports the hypothesis of K.P. Butusow (1972) about the increased turbulence on the Sun, provoked by the difference of accelerations of the external strata of the Sun and its centre in the motion around the Solar System centre is the similarity of the dense spectra of Sun activity oscillation and of the parameters of the Solar System. The result of this increased turbulence is changeability of sun-spots. A significant role in the formation of Sun activity can also be played by planetary tidal forces on the Sun, connected, first of all, with the motion of Jove (with the circulation period around the Sun equal 11.86 years) and that of other largest planets: Saturnus (29.46 years), Uranus (84.02 years) and Neptun (164.79 years). Sun activity oscillation spectrum contains the periods of mutual location of the four largest planets (the giants): 12.8, 13.8, 19.9, 35.9, 45.4 years.

The synchronic character of atmospheric circulation cycles and Sun activity is of fundamental meaning for the explanation of the modern climatic changes. Atmospheric circulation is nonetheless but a link transferring the changes occurring in the Sun to the Earth. The very physical mechanism of this transfer is presently not well known.

The hypotheses of B. Haurwitz (1946) about the role of ozone in the intertropical zone in the formation of the general atmospheric circulation and that of DR. Rakipowa (1960) about the influence of the 11-year Sun activity cycle upon the condition of the ionosphere – as well as the move of cyclons and anticyclons – are not sufficient.

The hypotheses are confirmed by the 11.4-year of the meridional circulation cycle (C):

$$C = 7.02 + 2.741 \sin\left(\frac{2\pi}{11.4}t - 0.8040\right), \quad R = 0.32 - \text{January}$$

$$C = 6.21 + 1.981 \sin\left(\frac{2\pi}{11.4}t + 3.0608\right), \quad R = 0.24 - \text{November}$$

Zonal circulation cycles (CI) of the length of 9.1 and 13.4 years are also strong (of large amplitudes):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Θ	12.5	11.8	9.4	11.7	10.4	13.4	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	0.4

The eastern (C_E) and the western (C_W) circulations undergo the about 30-year periodicity. Similar to the strongest cycle of mass dispersion in relation to Solar System mass centre – $\Theta = 29.5$ years, $R = 0.70$. This is, at the same time, a planetary cycle – the period of circulation of the second large planet Saturnus – 29.46 years and its location in relation to Uranus – 35.87 years. It is also statistically significant 28.9-year cycle of Sun activity in the years 1700-1993 ($R = 0.124$).

Below are the cycles of about 30-year eastern (CE) and western (CW) circulation:

	Eastern circulation		Western circulation		
	Θ	R		Θ	R
Spring	31.0	0.24	IV	35.5	0.37
Summer	30.0	0.29	VI	33.8	0.38
Autumn	31.3	0.40	VII	29.4	0.29
Winter	29.8	0.15	VIII	29.6	0.28
Cold seasons (X-III)	30.3	0.27	X	31.5	0.38
Warm seasons (IV-IX)	30.5	0.30	XII	30.5	0.27

The changes in the number of days with western circulation in this cycle of the length of 29.4 and 35.3 years equal 5.1-8.3 days, what, that makes about 25% of all days.

The zonal circulation undergoes an analogous about 30-year periodicity after another classification, of Osuchowska-Klein:

	Period 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

The about 30-year cycle of atmospheric circulation, formed probably by Sun activity cycles of the same length and the same parameters of the Solar System (planetary cycles) is supported by 35-year Brueckner cycle of atmospheric precipitation.

Worth mentioning are the longest meridional circulation cycles (C) and zonal circulation cycles (C_1):

Meridional circulation	Period Θ	R
IX	77.4	0.24
XII	85.8	0.20
Zonal circulation	period 0	R
I	80.0	0.29
II	78.9	0.26
XI	62.5	0.34
XII	73.8	0.25
winter	76.7	0.41
cold season year	74.9	0.42
year	76.3	0.35

Those cycles, of relatively large amplitudes, formed the climate of Europe during the last century

Atmospheric circulations: eastern, western, meridional (1891-1976), cyclonal (1901-1975), zonal (1899-1984) in the sections of observation underwent systematic changes. Average tendencies are determined by equations of simple regressions...

„A” regression coefficients expressed for 100 years equal the following:

	Winter		Summer		Year	
	A	r	A	r	A	r
Eastern	21.1	0.30	51.2	0.71	119.4	0.68
Western	-24.0	-0.43	-39.3	-0.63	-112.5	0.73
Meridional	3.3	0.07	-12.5	-0.26	-6.5	-0.06
Cyclonal	-14.3	-0.25	-8.6	-0.03	-20.4	-0.20
Zonal	-3.4	-0.28	-0.0	-0.01	-1.1	-0.23

Very significant is a sharp increase of the numbers of the numbers of days with eastern circulation: in the winter 21.1 days/100 years, in the summer as many as 51.2 days/100 years and in the year 119.4 days/100 years. Respectively, a similarly a big drop in the number of days with western circulation is observed: in the winter by 24 days/100 years, in the summer by 39.3 days/100 years and in the year by 112.5 days/100 years. The number of days with cyclonal circulation is decreasing as well: by 14 days/100 years in the winter. The decrease of zonal circulation (*CI*) by 3.4 hPa/100 years in the winter is observed as well. Only the chronological sequence of (*CI*) zonal circulation index after the classification by Osuchowska-Klein reaches the last years (1899-1984). This weakening of zonal circulation (latitudinal), mainly in the winter, is mirrored by increasingly warmer winters in Europe (in Warsaw in the years 1779-1990 by 1°C/100 years, in Geneva in the years 1768-1980 by 0,5°C/100 years).

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.(zob. s. 7-14 , s. 205-210 i s. 214-219, recenzja tomu: Jerzy Kondracki – Przedmowa.

Problemy do rozwiązania w bieżącym stuleciu

Najważniejszym problemem do rozwiązania w XXI wieku jest identyfikacja naturalnych i antropogenicznych 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 rozstrzygnie się, czy postępować będzie nadal ocieplenie klimatu – prognozowane według scenariuszy 2×CO₂, czy też sprawdzą się prognozy głębokiego naturalnego ochłodzenia klimatu, uwarunkowanego określonymi wahaniami zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze i aktywności Słońca (stałej słonecznej). Teraz nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia wynika z przyczyn naturalnych, a jaka – z intensyfikacji efektu cieplarnianego atmosfery.

Zarówno czynniki naturalne (astronomiczne, geologiczne), jak też antropogeniczne (CO₂, miejskie wyspy ciepła) kształtują ogólną cyrkulację atmosferyczną, a także cyrkulację strefową w szerokościach umiarkowanych.

Zimy w Europie (i Polsce) zależą przede wszystkim od równoleżnikowego transportu oceanicznych zasobów ciepła znanego Oceanu Atlantyckiego. Dobrymi miarami cyrkulacji strefowej są wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation, *NAO*). W ostatnich dwóch stuleciach nasiliło się ocieplające oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego – w zimie (tendencja rosnąca *NAO*), a osłabło – ochładzające oddziaływanie latem (tendencja malejąca *NAO*).

Znając naturalne przyczyny współczesnych zmian klimatu Europy, silnie skorelowanych ze wskaźnikami *NAO*, można prognozować naturalne ochłodzenia i ocieplenia klimatu w XXI wieku.

Można oczekiwać, że przyszłe scenariusze zmian klimatu (modele cyrkulacji) będą uwzględniać nie tylko czynniki antropogeniczne, ale również czynniki naturalne, kształtujące klimat Ziemi w ostatnich tysiącletniach.

Prognozy zmian klimatu w nadchodzących latach powinny obejmować poszczególne regiony Polski, gdyż adwekcja powietrza, uwarunkowana położeniem cyklonów i antycyklonów nad obszarem Europy, jest często odmienna w różnych częściach Polski. W regionalnych prognozach istotnym elementem jest uwzględnienie deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez ukształtowanie powierzchni Ziemi.

Ważnym problemem do rozwiązania w przyszłości jest też określenie w prognozy scenariuszach deformacji pól przez miasta (np. Warszawę) – o coraz większej powierzchni sztucznej i większej objętości zabudowy.

Niepokojące jest, że negatywne skutki i związane z nimi zagrożenia działalności gospodarczej człowieka dotyczą tylko ocieplenia klimatu (np. katastroficzny wzrost poziomu oceanów). Natomiast nie ma żadnych ocen negatywnych ewentualnego gwałtownego ochłodzenia klimatu. Nie można wykluczyć np. kilku kolejnych erupcji wulkanicznych, które nagle mogą spowodować globalne ochłodzenie klimatu – prowadzące do znacznego przyrostu pokrywy lodowej na Ziemi.

XIV. LITERATURA

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce – od t. I (1974) do t. XXXI-XXXII (2014)

- 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, 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., *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.

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*, *Przeł. 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*, Przegl. Geofiz., XXXV, z.3-4.
- Koźuchowski K., Boryczka J., 1997, *Cykliczne wahania i trendy czasowe zmian poziomu morza w Świnoujściu (1811-1990)*, Przegl. Geofiz., XLII, z.1.
- Reznikow A. P., 1982, *Priedskazaniye jestiestwiennych processow obuczajuszczejsja 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., Błażek, 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 wielkowiejskiego 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 naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka.
- Tomasik Małgorzata, *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie*, (maszynopis 1989), *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w 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
- Grzędza 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
- Kierzkowska 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 naukowcy: 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
- Płażewski 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. 194-203 (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

ZAŁĄCZNIKI

**ROZPRAWY
UNIwersYTETU
WARSZAWSKIEGO**

Jerzy Boryczka

**EMPIRYCZNE RÓWNANIA
KLIMATU POLSKI**

WYDAWNICTWA UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

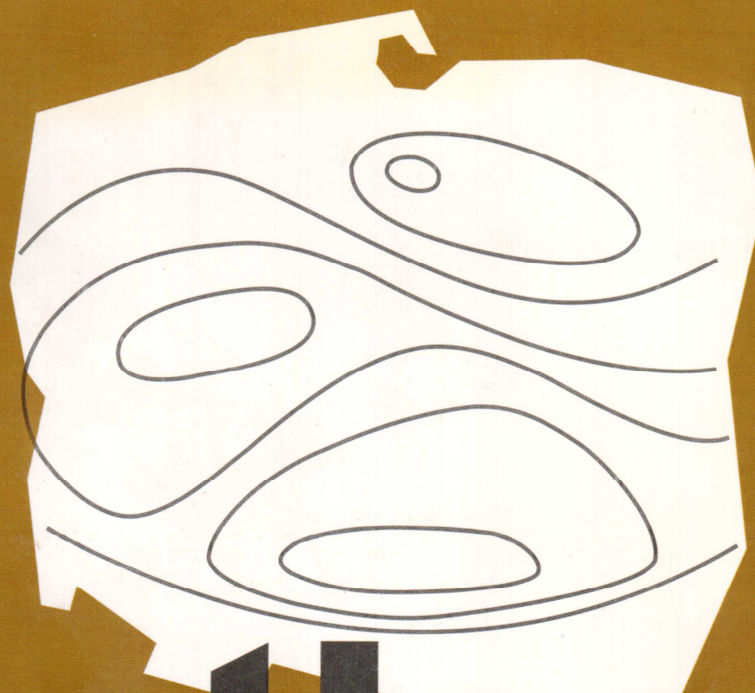
JERZY BORYCZKA

NATURALNE I ANTROPOGENICZNE

ZMIANY KLIMATU ZIEMI

W XVII - XXI WIEKU

WARSZAWA 1993



atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
SZYMON BIJAK
ROBERT CEBULSKI
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

**XX-XXI CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY
W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG
DANYCH DENDROLOGICZNYCH**

atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

Warszawa 2007

**JERZY BORYCZKA
MARIA STOPA-BORYCZKA
JOLANTA WAWER
KATARZYNA GRABOWSKA
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK**

**XXV. ZMIANY KLIMATU WARSZAWY I INNYCH MIAST
EUROPY W XVII-XXI WIEKU**

atlas
**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2010

JERZY BORYCZKA
MARIA STOPA-BORYCZKA
HALINA LORENC
BOŻENA KICIŃSKA
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

XIV. PROGNOZY ZMIAN KLIMATU WARSZAWY

atlas

WSPÓŁZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

 WYDAWNICTWA UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
WARSZAWA 2000

MARIA STOPA – BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

IX. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY
KLIMATU WARSZAWY

atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

WARSZAWA 1995

WARSAW UNIVERSITY
FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES

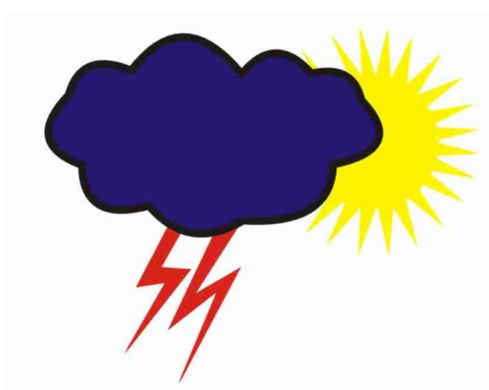
STUDIES ON THE CLIMATE OF WARSAW

Editor: Maria Stopa-Boryczka



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 Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS
zorganizowany w dniu 14.06.2008 w Warszawie
pod hasłem *Poznaj język nauki*

Warszawa 2008

WYDZIAŁ
GEOGRAFII
I STUDIÓW
REGIONALNYCH

PRACE I STUDIA GEOGRAFICZNE

SUPLEMENT

TOM **47**



UNIwersytet Warszawski
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka,
Jolanta Wawer, Magdalena Dobrowolska

**PRACE I STUDIA
GEOGRAFICZNE**

SUPLEMENT

TOM 47

60 LAT DZIAŁALNOŚCI NAUKOWEJ I DYDAKTYCZNEJ
ZAKŁADU KLIMATOLOGII
WYDZIAŁU GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH
UNIwersytetu Warszawskiego (1951-2010)
Warszawa 2011

Warszawa 2011