

KLIMAT WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI
Studia porównawcze

**MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
JOLANTA WAWER
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK**

XXIII. THE CLIMATE OF WARSAW AND OTHER POLISH CITIES

Comparative Studies

atlas

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

Warszawa 2009

**MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
JOLANTA WAWER
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK**

XXIII. KLIMAT WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI

Studia porównawcze

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2009

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

Opracowanie edytorskie
Magdalena Dobrowolska

Recenzent
Bohdan Mucha

© Copyright by Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego 2009

ISBN 978-83-89502-83-4

Skład i łamanie
Magdalena Dobrowolska

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW, zam. 132/10

SPIS TREŚCI

I. WPROWADZENIE	9
II. KLIMAT POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersytetu warszawskiego	13
III. CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU	43
IV. ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAW- ISK POGODOWYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA	53
V. PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU MIAST POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIW- ERSYTETU WARSZAWSKIEGO ...	75
5.1. Długookresowe zmiany klimatu miast Polski	77
5.1.1. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warsza- wie	77
5.1.2. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985	85
5.1.3. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980	91
5.1.4. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Kra- kowie w latach 1850-1987	100
5.1.5. Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie	109
5.1.6. Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX i XX wieku w Polsce	118
5.1.7. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależno- ści od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca	126
5.2. Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski	133
5.2.1. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku ...	133

5.2.2. Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego	146
5.2.3. Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995	164
5.2.4. Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995	173
5.2.5. Częstość występowania burz w zależności od typów cyrku- lacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie (1961-1990) ..	183
5.2.6. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Krakowie	191
5.2.7. Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie	204
5.3. Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski	216
5.3.1. Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970	216
5.3.2. Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu	229
5.3.3. Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku	238
5.3.4. Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce	249
5.3.5. Termiczne pory roku i okres wegetacyjny w Polsce	258
5.4. Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski	268
5.4.1. Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995	268
5.4.2. Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce	281
5.4.3. Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995	292
5.4.4. Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990	304
5.5. Stan aerosanitarny miast Polski	314
5.5.1. Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)	314

5.5.2. Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy	324
5.5.3. Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998	335
VI. DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE PRZEZ CZYNNIKI NATURALNE I ANTROPOGENICZNE	346
6.1. Empiryczne równania przebiegów rocznych temperatury powietrza w Polsce (na przykładzie 32 miast)	346
6.2. Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa	364
VII. ZAKOŃCZENIE	369
VIII. LITERATURA	377

I. WPROWADZENIE

Pierwszą część syntezy studenckich badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miasta stanowi publikacja Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego pt. „*Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*”, wydana z okazji XII Pikniku Naukowego Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, który odbył się 14 czerwca 2008 roku w Warszawie.

Głównym problemem badawczym jest deformacja pól zmiennych klimatologicznych i bioklimatologicznych przez miasto w różnych skalach przestrzennych i czasowych na przykładzie odpowiednio dobranych 37 prac magisterskich, z ogólnej liczby 150.

Oryginalną część pracy stanowią rozwiązania następujących problemów:

- Cechy klimatu miasta nizinnego na przykładzie Warszawy
- Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Warszawie z wyodrębnieniem miejskiej wyspy ciepła
- Rola zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termicznych i wilgotnościowych w Warszawie
- Deformacja pola wiatru przez zabudowę w Warszawie
- Zmienność przestrzenna i czasowa warunków odczuwalnych w Warszawie
- Wpływ zabudowy na zróżnicowanie zachmurzenia w Warszawie
- Zmienność czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Warszawie i okolicach
- Cykliczność i tendencje zmian klimatu Warszawy
- Wahania roczne i tendencje zmian zjawisk atmosferycznych
- Stan aerosanitarny Warszawy

Wymienione problemy należą do najczęściej podejmowanych tematów w pracach dyplomowych w latach 1952-2007. Scharakteryzowano je odpowiednimi pracami, przedstawiając najważniejsze wyniki badań studenckich, udokumentowane głównie wykresami, mapami i tabelami. W rezultacie powstała nowoczesna monografia klimatu Warszawy. Integralną całość stanowi pełny wykaz prac magisterskich (150) dotyczących naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Warszawy. Wykaz prac licencjackich uzupełnia informacje o zainteresowaniach studentów.

Tom XXII „*Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*” z wyodrębnionym tytułem „*Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*” stanowi drugą część syntezy badań studenckich w zakresie zmienności przestrzennej i czasowej klimatu lokalnego miasta, na przykładzie kolejnych 31 prac magisterskich, w tym 5 dotyczących osiedli, zamieszczonych już we wcześniejszej publikacji.

Celem pracy jest określenie zakresu zróżnicowania warunków meteorologicznych i biometeorologicznych w mieście w zależności od charakteru zabudowy i zieleni w osiedlach mieszkaniowych oraz ich lokalizacji w Warszawie, ze szczególnym uwzględnieniem pory dnia i roku.

Badania Zakładu Klimatologii nad wpływem różnego typu zabudowy i zieleni na klimat lokalny w Warszawie przeprowadzono w latach 1959-2007. Obiektami szczegó-

łowych zainteresowań stały się osiedla mieszkaniowe położone w różnych dzielnicach miasta, w przybliżeniu na profilu północ-południe: Białołęka Dworska, Chomiczówka, Sady Żoliborskie, Stawki, Szwoleżerów, Wyględów – Olimpijska, Służew nad Dolinką, Kabaty, Jelonki, Śródmieście.

Sporo wyników badań dotyczy zabudowy zwartej w Śródmieściu, z małym udziałem zieleni, ze szczególnym uwzględnieniem Śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej Warszawa-Uniwersytet.

Uzyskane wyniki własnych dociekań odnoszono najczęściej do danych ze stacji synoptycznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej Warszawa-Okęcie, reprezentującej warunki pozamiejskie – od strony południowo-zachodniej. Zlokalizowana ona jest w strefie najmniejszego oddziaływania miasta na klimat przy przeważających wiatrach z sektora zachodniego. Już wcześniej udowodniono, że stacja ta jest dobrym punktem odniesienia w badaniach modelowych w środkowej Polsce, a nawet w Europie.

Do ważniejszych zagadnień, które udało się scharakteryzować w pracach magisterskich na podstawie zróżnicowania klimatu lokalnego w Warszawie, można zaliczyć:

- Wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach
- Deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy
- Tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska).
- Warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach o różnej powierzchni zieleni (Sady Żoliborskie, Stawki, Służew)
- Przemieszczanie się wyspy ciepła pod wpływem wiatru
- Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w Warszawie
- Pionowa stratyfikacja atmosfery w Śródmieściu i na peryferiach

Prezentowano najważniejsze wyniki badań prac magisterskich (udokumentowane licznymi tabelami i wykresami) oraz ich porównanie z innymi osiedlami o podobnym lub odmiennym charakterze zabudowy. Wyniki badań odnoszono też do najbliższego otoczenia, tj. do stacji zakładanych poza osiedlami.

Prezentowany XXIII tom „*Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*” z wyodrębnionym tytułem „*Klimat Warszawy i innych miast Polski. Studia porównawcze*” stanowi trzecią część syntezy badań studenckich w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast Polski.

Celem pracy jest określenie cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, położonego na Mazowszu – w Kotlinie Warszawskiej ($\varphi=52,1^{\circ}\text{N}$, $\lambda=21,0^{\circ}\text{E}$, $H=106$ m n.p.m.) i Krakowa – miasta położonego w Kotlinie Podkarpackiej – Bramie Krakowskiej ($\varphi=50,1^{\circ}$, $\lambda=20,0^{\circ}$, $H=206$ m n.p.m.).

Najpierw przedstawiono charakterystykę klimatu Polski zawartą w publikacjach Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego z lat 1952-2008.

Głównym celem omawianych prac jest wyodrębnienie cech charakterystycznych i specyficznych klimatu Polski, wynikających z jej położenia geograficznego w umiarkowanych szerokościach Europy Środkowej ($\varphi=49-55^{\circ}\text{N}$, $\lambda=14-25^{\circ}\text{E}$). Tytuły prac wykazują, że dotyczą one głównie naturalnych zmian klimatu, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego. Do elementów uprzywilejowanych pod względem liczby opracowań

należy z całą pewnością temperatura powietrza, traktowana jako efekt intensywności obiegu ciepła w systemie Ziemia-atmosfera. Temperatura powietrza jest bowiem elementem najważniejszym, który determinuje stan pozostałych elementów klimatu. Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najwięcej przykładów pochodzi z całej Polski, jej północno-wschodniej części oraz Mazowsza. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z lat 1951-1960, 1951-1965 oraz 1951-1980.

Jednym z istotnych celów pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Problem ten rozwiązano przede wszystkim na przykładach Warszawy i Krakowa. Najpierw oceniono wpływ położenia geograficznego na cechy termiczne miast Europy – ze szczególnym uwzględnieniem Polski. 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 nad poziomem morza. Strefowość klimatu jest głównie deformowana przez Ocean Atlantycki i góry. W miastach nizinnych zachodniej Europy dominuje oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza, a we wschodniej Europie – wpływ łądu Azji. Pole temperatury powietrza w miastach położonych na południe lub północ od nizin europejskich jest deformowane głównie przez wysokość nad poziomem morza. Najbardziej je deformują kotliny śródgórskie w Alpach, Karpatach, Sudetach.

Z modeli symulujących pole temperatury powietrza w Europie wynika też znaczny udział czynników antropogenicznych w kształtowaniu klimatu miast. Różnice temperatury powietrza między wartościami zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów regresji $T=f(\varphi, \lambda, H)$ 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.

Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się przede wszystkim: wyższą temperaturą minimalną (w nocy jest znacznie cieplejsza), dłuższym okresem bezprzymrozkowym i wegetacyjnym, mniejszą wilgotnością względną i większym niedosytem wilgotności, większym zachmurzeniem nieba i mniejszą liczbą dni pogodnych, większymi sumami opadów atmosferycznych, mniejszą liczbą dni z mgłą (mniej inwersji termicznych) oraz znacznie mniejszą prędkością wiatru, mniejszą liczbą dni z wiatrem silnym, większą liczbą dni z wiatrem bardzo słabym i większym udziałem dni bezwietrznych (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 1995).

Celem trzeciego rozdziału jest określenie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza oraz opadów atmosferycznych w Polsce w XVIII-XX wieku wraz z prognozą w XXI wieku. Interesujące są wykresy czasowych zmian aktywności Słońca i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO*) z prognozami sięgającymi po rok 2100. Prognozy uzyskano na podstawie interferencji wyznaczonych metodą sinusoid regresji J. Boryczki (1998) cykli liczb Wolfa i wskaźnika *NAO*. Wahania temperatury powietrza podczas zimy w Warszawie i Krakowie są silnie skorelowane.

Zasadniczym celem rozdziału czwartego jest określenie tendencji, okresowości i prawdopodobieństwa niektórych zjawisk pogodowych w latach 1966-2000. Dominują nowe

wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego trzydziestopięcioletnia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Oprócz przebiegów czasowych, tendencji zmian (prostych regresji) i widm tych groźnych zjawisk pogodowych przedstawiono histogramy odniesione do histogramów w rozkładzie normalnym. Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie dystrybuant empirycznych z dystrybuantami rozkładu teoretycznego (normalnego). Na ogół rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną są zbliżone do normalnego (gaussowskiego) rozkładu prawdopodobieństwa (dotyczy to głównie średnich rocznych wartości). Na podstawie zamieszczonych wykresów dystrybuant rozkładu normalnego (znając wartość średnią i odchylenie standardowe) można określić prawdopodobieństwo występowania tych zjawisk pogodowych, powyżej przyjętych wartości progowych, w przedziale wartości standaryzowanych $(-4,4)$ – na osi poziomej.

Ekstremalne wartości elementów klimatu i zjawisk atmosferycznych w Polsce stanowią zagrożenia dla człowieka. Na przykład burze z wyładowaniami grożą pożarem i utratą życia, ulewne deszcze powodują lokalne powodzie, gradobicia towarzyszące burzom wyrządzają szkody w uprawach rolnych. Intensywne opady śniegu obciążają sieć energetyczną i telekomunikacyjną, a zawieje, zamiecie, zasy i gołoledź paraliżują ruch kołowy.

Oryginalną część pracy stanowi rozdział piąty pt. „*Przeszłość i terażniejszość klimatu miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*”. Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą następujących problemów:

- Długookresowe zmiany klimatu miast Polski
- Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski
- Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski
- Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski
- Stan aerosanitarny miast w Polsce

W rozdziale szóstym „*Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Polsce przez czynniki naturalne i antropogeniczne*” na przykładzie dwóch prac przedstawiono: *Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* (Cieśla, 1997), *Cechy termiczne klimatu miast w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 1995).

II. KLIMAT POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA

Podstawowe badania Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (poprzednio Instytutu Geograficznego) dotyczą głównie klimatu Polski. Temat ten od 1952 r. figuruje w planach naukowych Zakładu. Modyfikacji ulegały tylko jego sformułowania, nawiązujące często do nowych prądów w klimatologii.

Inicjatorem badań z zakresu klimatu Polski był prof. Romuald Gumiński – pierwszy kierownik Zakładu Klimatologii IG UW w latach 1951-1952. Z jego prac dotyczących całej Polski na szczególną uwagę zasługują *Materiały do poznania genezy i struktury klimatu Polski* (1952). Autor wprowadził w Polsce nowy kierunek – klimatologię dynamiczną i pokazał, jak zastosować jej metody na przykładzie Polski. Praca upoważnia do stwierdzenia, że R. Gumiński był prekursorem opracowania cech dynamicznych klimatu Polski.

R. Gumiński stał zawsze na stanowisku wiązania nauki z życiem, wprowadzając metody klimatologii stosowanej. Jego zasługą jest też propagowanie wiedzy na ten temat, o czym świadczą liczne publikacje. Do najbardziej znanych, najwyżej cenionych i najczęściej cytowanych w literaturze należy *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce* (1948). Pełny tekst opracowania regionalizacji, znajdujący się w Zakładzie Klimatologii UW, opublikowano dopiero w 1998 r., w specjalnym zeszycie Prac i Studiów Geograficznych, T. 22.

Problemy naukowe zainicjowane przez R. Gumińskiego były i są kontynuowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego, przy czym najważniejszym obiektem badań jest nadal Polska. Świadczą o tym m.in. podstawowe kierunki badań realizowanych po śmierci prof. R. Gumińskiego przez jego następców.

Do głównych kierunków naukowych rozpoczętych w Zakładzie Klimatologii IG UW pod kierunkiem prof. dr Wincentego Okołowicza (1953-1975) i przy dużej pomocy doc. dr hab. Zofii Kaczorowskiej (1951-1972) należą:

- Struktura i regionalizacja klimatu Polski
- Klimat północno-wschodniej Polski
- Klimat i bioklimat miast

Celem prac dotyczących pierwszego i drugiego tematu jest określenie zakresu oddziaływania czynników geograficznych na pola elementów klimatu w Polsce.

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

Pole temperatury powietrza charakteryzują takie zmienne, jak: średnia dobowa temperatura, średnie ekstremalne (maksymalna i minimalna), amplituda dobowa i roczna, 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 z powierzchni gruntu.

Z obiegiem wody w układzie Ziemia-atmosfera wiążą się, oprócz wskaźników wilgotności i parowania, także opady atmosferyczne i zachmurzenie. Oto zmienne charakteryzujące opad: sumy miesięczne zmierzone i 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, takich jak średnie 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.

Wskaźnikami biometeorologicznymi, które znajdują coraz częstsze zastosowanie w opracowaniach klimatologicznych, są temperatura ekwiwalentna i entalpia.

Do wielkości fizycznych wyznaczonych po raz pierwszy w odniesieniu do całego obszaru Polski należą: gęstość powietrza, wilgotność bezwzględna, wilgotność właściwa, poziome strumienie powietrza i pary wodnej, temperatura potencjalna i entropia (tab. 2.1).

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

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

Do ważniejszych prac oryginalnych z zakresu badań struktury i regionalizacji klimatu Polski należą:

- *Zachmurzenie Polski* (Okołowicz, 1962),
- *Burze w Polsce* (Stopa, 1962),
- *Temperatura powietrza w Polsce* (Stopa, 1968),
- Mapy klimatyczne do *Atlasu Narodowego Polski*, w tym podział klimatu Polski (Okołowicz, 1973-1978),
- *Transformacja pary wodnej w dolnej troposferze nad wybranymi obszarami Polski* (Olszewski, 1973 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ podłoża na rozwój chmur Cumulus nad wybranymi terenami Niżu Polskiego* (Lenart, 1973 – maszynopis pracy doktorskiej).

Głównym celem wymienionych prac jest wyodrębnienie cech charakterystycznych i specyficznych klimatu Polski, wynikających z jej położenia geograficznego w umiarkowanych szerokościach Europy Środkowej ($\varphi=49-55^{\circ}\text{N}$, $\lambda=14-25^{\circ}\text{E}$). Tytuły prac wykazują, że dotyczą one głównie naturalnych zmian klimatu, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego. Do elementów uprzywilejowanych pod względem liczby opracowań należy z całą pewnością temperatura powietrza, traktowana jako efekt intensywności

obiegu ciepła w systemie Ziemia-atmosfera. Temperatura powietrza jest bowiem elementem najważniejszym, który determinuje stan pozostałych elementów klimatu. Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najwięcej przykładów pochodzi z całej Polski, jej północno-wschodniej części oraz Mazowsza. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z lat 1951-1960, 1951-1965 oraz 1951-1980.

Tabela 2.1. Parametry meteorologiczne, ich symbole i jednostki
Table 2.1. Meteorological parameters, their notation and units used

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

Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu północno-wschodniej Polski

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

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

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

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

Ogólny kierunek zmian temperatury (typowy również dla całej Polski): w zimie spadek równoleżnikowy – na wschód, a w lecie spadek południkowy – ku północy sprawia, że wschodnia część Pojezierza Mazurskiego jest najchłodniejszym fragmentem tego terenu, średnio o 2°C w porównaniu z najcieplejszą doliną Wisły. Potwierdzeniem są liczby dni charakterystycznych, np. dni bardzo mroźnych jest więcej o 15, mroźnych o 25, a dni z przymrozkami aż o 35 na krańcach wschodnich niż w zachodniej części omawianego terenu. Ta odmienna liczba dni charakterystycznych jest nie tylko wynikiem silniejszego wychłodzenia obszarów położonych w północno-wschodniej i wschodniej części terenu, lecz także wynikiem dłuższego zalegania mas chłodnego powietrza. Pierwsze jesienne przymrozki pojawiają się na tym terenie przeciętnie o około 40 dni wcześniej niż na zachodzie, a zanikają na wiosnę o miesiąc później. Okres bezprzymrozkowy jest więc o około 70 dni krótszy. Pokrywa śnieżna zalega na tym obszarze również o ponad miesiąc dłużej niż w dolinie Wisły. Dni ze średnią dobową temperaturą poniżej i równą 0°C, które określają porę zimową, jest o ponad 25 więcej niż w południowej i południowo-zachodniej części obszaru i o tyleż samo dni krócej trwa lato. Okres wegetacyjny na Pojezierzu Suwalskim jest przeciętnie o 15 dni krótszy niż w dolinie Wisły. Surowość warunków termicznych, nasilająca się w kierunku północno-wschodnim, warunkuje wiele zjawisk, jakie zachodzą w przyrodzie. Na podstawie map dotyczących zjawisk fenologicznych można stwierdzić, że zróżnicowanie terminów początku i końca określonych faz

rozwojowych zarówno roślinności naturalnej, jak i upraw rolniczych jest ściśle związane z rozkładem temperatury i zachowuje podobne zróżnicowanie. W północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego roślinność wchodzi w poszczególne fazy rozwoju z opóźnieniem przeciętnie o 10 do 20 dni w stosunku do rejonów położonych na południu i zachodzie.

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

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

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

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

Za syntezę dotychczasowych badań klimatu północno-wschodniej Polski można uznać IV część *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z wyodrębnionym podtytułem *Klimat północno-wschodniej Polski* (Stopa-Boryczka, Martyn, Boryczka, Wawer, Ryczywolska, Kopacz-Lembowicz, Kossowska-Cezak, Lenart, Danielak, Styś, 1986).

Najważniejsze wyniki w zakresie badań klimatu miast, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy przedstawiono w temacie *Antropogeniczne zmiany klimatu*.

Nowe kierunki badań

Obecnie w Zakładzie Klimatologii UW rozwiązywany jest problem *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski*, a na wyodrębnienie zasługują takie tematy, jak:

1. *Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu,*
2. *Cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny,*
3. *Tendencje wiekowe zmian klimatu,*
4. *Antropogeniczne zmiany klimatu,*
5. *Prognozy zmian klimatu Polski w XXI wieku.*

Przedstawione problemy badawcze rozwiązywane są w ramach prac indywidualnych

i zespołowych. Do najważniejszych opracowań zespołowych należy 14 tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* opublikowanych w latach 1974-2000. Za syntezy dotychczasowych badań indywidualnych klimatu Polski można uznać 2 zeszyty Prac i Studiów Geograficznych, z wyodrębnionymi tytułami: *Nowe metody badań klimatu Polski* (1997) i *Z badań klimatu Polski* (1998). Pierwszy opracowany został z okazji 45-lecia Zakładu, drugi zaś – z okazji 100. rocznicy urodzin prof. Romualda Gumińskiego.

Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu

Znaczącym postępowaniem w badaniach klimatu Polski w odniesieniu do dekady lat pięćdziesiątych jest ujęcie empirycznymi wzorami zmienności klimatu na przykładzie Polski. W tym celu dokonano próby oddzielenia wpływu szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza na klimat Polski. Miarami oddziaływania tych najważniejszych czynników geograficznych są gradienty: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne. Wyznaczono je w odniesieniu do całego obszaru Polski, północno-wschodniej jej części, pasa nizin i gór, a także pojedynczych miejscowości.

Istotne znaczenie poznawcze ma określenie deformacji pól elementów klimatologicznych przez rzeźbę terenu. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat Polski umożliwiło np. wyodrębnienie stref oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. Jedną z cech klimatu morskiego są mniejsze gradienty pionowe termiczne i większe opadowe. O przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu południkowego temperatury (względem długości geograficznej) w ciągu roku, z ujemnego zimą na dodatni latem. Duże zróżnicowanie gradientów hipsometrycznych temperatury powietrza w Polsce wskazuje, iż nie można przyjmować przy redukcji do poziomu morza stałego spadku na 100 m. Zmiany przestrzenne gradientów południkowego i równoleżnikowego wskazują jednocześnie wpływ czynników regionalnych i lokalnych na klimat.

Pierwsze wyniki badań w zakresie związków korelacyjnych między temperaturą powietrza i innymi elementami meteorologicznymi oraz czynnikami geograficznymi znajdują się w rozprawie habilitacyjnej Marii Stopy-Boryczki pt. *Cechy termiczne klimatu Polski*, opublikowanej w 1973 r. Kontynuacją badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat jest publikacja pt. *Empiryczne równania klimatu Polski* (Boryczka, 1977) oraz kolejne tomy *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. Opublikowano ich na ten temat 7 w latach 1974-1994, wykonano także 3 prace doktorskie w tym zakresie:

Tom I – *Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1974),

Tom II – *Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1976),

Tom III – *Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1980),

Tom IV – *Klimat północno-wschodniej Polski* (Stopa-Boryczka, Martyn, Boryczka, Wawer, Ryczywolska, Kopacz-Lembowicz, Kossowska-Cezak, Lenart, Danielak, Styś, 1986),

Tom V – *Z badań klimatu Polski* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Kicińska, Żmudzka,

1989),

Tom VI – *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1990),

Tom VIII – *Cechy oceaniczne klimatu Europy* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Wągrowka, Śmiałkowski, 1994),

Pionowe gradienty temperatury powietrza w Sudetach (Górka, 1979 – maszynopis pracy doktorskiej),

Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku (Ahmed Badr Jaddoa, 1987 – maszynopis pracy doktorskiej),

Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu (Van Than Nguyen, 1990 – maszynopis pracy doktorskiej).

Metody badań modelowych zmienności przestrzennej klimatu zaproponowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego sprawdzone są na przykładach większych obszarów – Europa (Tom VIII *Atlasu*) oraz mniejszych – Irak (Ahmed, 1987) i Wietnam (Van Than, 1990), położonych w innych szerokościach geograficznych – zwrotnikowych i okołorównikowych.

Aproksymowano pola temperatury powietrza i innych zmiennych meteorologicznych równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Wyjątkowo na obszarze Polski zastosowano wielomiany regresji drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia względem trzech współrzędnych położenia: szerokości i długości geograficznej i wysokości nad poziomem morza.

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

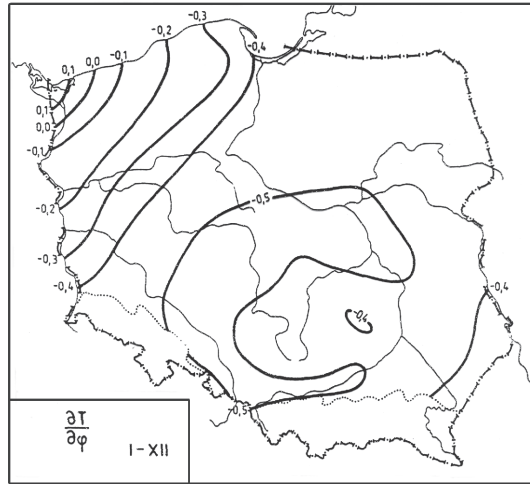
Wielomiany wyższych stopni względem trzech współrzędnych położenia (szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza) okazały się doskonałym narzędziem badań klimatu. W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji opisują one nie tylko główne cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną (rys. 2.1-2.4).

W praktyce najistotniejsze znaczenie mają równania hiperpłaszczyzn regresji, które można wykorzystać do prognozy poszczególnych elementów meteorologicznych (tab. 2.2-2.3). Odczytując z mapy φ , λ , H można określić z dużą dokładnością np. temperaturę powietrza, wilgotność, ciśnienie atmosferyczne, zachmurzenie, prędkość wiatru itp.

Z zależności między samymi elementami meteorologicznymi można oszacować wartości nie mierzonych elementów na podstawie innych, np. wilgotności bezwzględnej, temperatury ekwiwalentnej, potencjalnej itp.

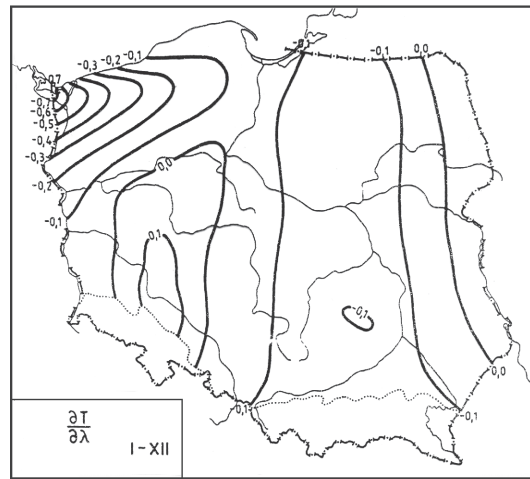
Szczególnie ważne są powiązania korelacyjne innych elementów meteorologicznych z temperaturą, ponieważ jest to najważniejsza wielkość fizyczna, warunkująca przebieg innych elementów meteorologicznych.

Wyniki tych badań (mimo że mają charakter badań podstawowych) mogą być wykorzystane w takich dziedzinach życia gospodarczego, jak rolnictwo, budownictwo, transport, komunikacja itp.



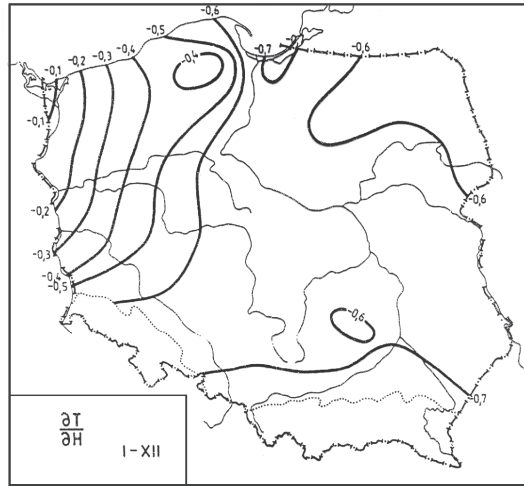
Rysunek 2.1. Izogradyenty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Figure 2.1. Latitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)



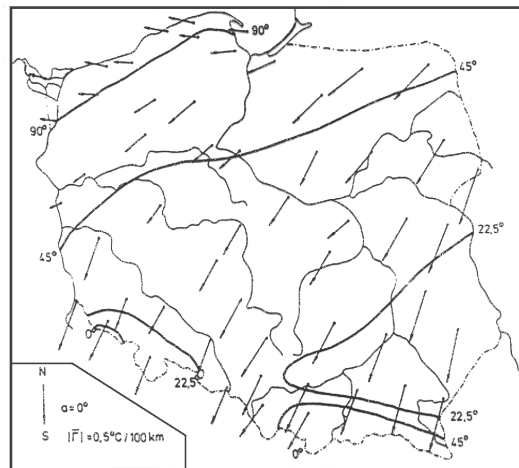
Rysunek 2.2. Izogradyenty równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Figure 2.2. Longitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)



Rysunek 2.3. Izogradyenty hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Figure 2.3. Hypsometric isogradients $\frac{\partial T}{\partial H} = \text{const}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)



Rysunek 2.4. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce (X-III)

Figure 2.4. Zones of maritime polar air masses effects on the air temperature field in Poland (X-III)

Tabela 2.2. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (październik-marzec, 1951-1960)

Table 2.2. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to and the partial correlation coefficients (October-March, 1951-1960)

φ, λ, H	ρ_φ	ρ_λ	ρ_H
$T = -0,2018\varphi - 0,2255\lambda - 0,0040H + 289,599$	0,347	-0,382	-0,782
$T_{\max} = -0,6077\varphi - 0,2460\lambda - 0,0050H + 314,631$	0,037	-0,327	-0,757
$T_{\min} = -0,1949\varphi - 0,3789\lambda - 0,0035H + 269,298$	0,292	-0,277	-0,347
$A = -0,4864\varphi - 0,0241\lambda - 0,0011H + 32,471$	-0,636	0,108	0,074
$U = -0,0332\varphi - 0,0378\lambda - 0,0007H + 49,359$	0,353	-0,378	-0,786
$H = -0,1511\varphi - 0,0932\lambda - 0,0011H + 75,745$	0,014	-0,204	-0,255
$p = 1,8288\varphi - 0,7904\lambda - 0,0863H + 930,244$	0,587	-0,128	-0,944
$\Theta = -0,0076\varphi - 0,0029\lambda + 0,0041H + 274,046$	-0,334	0,028	0,636
$\rho = 0,0039\varphi - 0,0003\lambda - 0,0001H + 1,076$	0,603	-0,102	-0,875
$S = 0,0000\varphi - 0,0000\lambda + 0,0000H + 1,012$	-0,304	0,027	0,632
$e = -0,0863\varphi - 0,0523\lambda - 0,0016H + 11,835$	0,354	-0,248	-0,906
$\rho' = -0,6502\varphi - 0,0370\lambda - 0,0012H + 9,142$	0,350	-0,230	-0,907
$q = -0,0686\varphi - 0,0286\lambda - 0,0008H + 8,050$	-0,055	-0,463	-0,888
$f = 0,0064\varphi - 0,0024\lambda + 0,0001H + 0,454$	0,133	-0,097	-0,083
$\Delta = -0,1183\varphi - 0,0310\lambda - 0,0003H + 8,035$	-0,531	-0,198	-0,042
$\Theta_e = -0,2920\varphi - 0,3991\lambda - 0,0058H + 307,114$	0,072	-0,601	-0,801
$v = 0,5054\varphi + 0,0214\lambda + 0,0041H - 23,849$	0,046	-0,041	0,579
$M = 0,6261\varphi + 0,0259\lambda + 0,0045H - 29,362$	0,101	-0,048	0,496
$M' = 0,1778\varphi + 0,0667\lambda + 0,0086H - 78,368$	0,247	-0,006	0,257
$N = 0,0285\varphi - 0,0401\lambda + 0,0008H + 5,174$	0,468	0,207	-0,204
$O = 11,1315\varphi - 1,9965\lambda + 0,2673H - 364,747$	-0,314	-0,054	0,862
$L_\odot = -0,3544\varphi - 0,2439\lambda + 0,0018H + 40,664$	-0,257	-0,165	0,298
$L_\bullet = 3,9158\varphi + 1,2497\lambda + 0,0072H - 136,544$	0,551	0,247	-0,112
$L_\circ = 2,8082\varphi - 0,0629\lambda + 0,0236H - 37,945$	0,039	-0,095	0,629
$L_m = 4,6233\varphi - 0,5582\lambda + 0,0644H - 210,039$	-0,182	-0,092	0,793
$L_v = 7,1435\varphi - 1,0108\lambda + 0,0726H - 342,691$	-0,036	-0,167	0,725
$L_c = -14,7956\varphi - 3,0137\lambda - 0,0226H + 896,356$	-0,418	-0,064	0,116

Tabela 2.3. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (kwiecień-wrzesień, 1951-1960)

Table 2.3. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to and the partial correlation coefficients (April-September, 1951-1960)

φ, λ, H	ρ_φ	ρ_λ	ρ_H
$T = -0,5062\varphi + 0,1333\lambda - 0,0062H + 311,414$	0,101	0,200	-0,742
$T_{\max} = -0,7909\varphi + 0,1201\lambda - 0,0080H + 332,213$	0,039	0,200	-0,828
$T_{\min} = -0,5603\varphi - 0,0866\lambda - 0,0054H + 313,607$	0,045	-0,042	-0,525
$A = -0,4730\varphi + 0,1102\lambda - 0,0033H + 33,463$	-0,181	0,313	-0,517
$U = -0,0858\varphi + 0,0230\lambda - 0,0011H + 53,122$	0,103	0,200	-0,742
$H = -0,1218\varphi + 0,0321\lambda - 0,0015H + 75,041$	0,101	0,199	-0,742
$p = 1,8758\varphi - 0,9043\lambda - 0,0825H + 929,105$	0,591	-0,140	0,939
$\Theta = -0,5946\varphi + 0,2129\lambda + 0,0013H + 313,675$	-0,614	0,371	0,450
$\rho = 0,0040\varphi - 0,0017\lambda - 0,0001H + 1,038$	0,637	0,211	-0,877
$S = -0,0021\varphi + 0,0006\lambda + 0,0000H + 1,158$	-0,713	0,382	0,492
$e = -0,2795\varphi + 0,0371\lambda - 0,0033H + 26,727$	0,124	0,148	-0,871
$\rho' = -0,1950\varphi + 0,0243\lambda - 0,0024H + 19,405$	0,136	0,138	-0,875
$q = -0,1949\varphi + 0,0304\lambda - 0,0016H + 17,579$	-0,093	0,255	-0,731
$f = 0,0064\varphi - 0,0024\lambda + 0,0001H + 0,454$	-0,065	0,241	0,641
$\Delta = -0,2220\varphi + 0,0719\lambda - 0,0024H + 15,348$	0,031	0,270	-0,691
$\Theta_e = -0,9961\varphi + 0,1493\lambda - 0,0104H + 356,216$	0,054	0,194	-0,847
$v = 0,3758\varphi - 0,0050\lambda + 0,0027H - 17,002$	0,114	-0,098	0,519
$M = 0,4497\varphi - 0,0109\lambda + 0,0028H - 20,169$	0,178	-0,116	0,427
$M' = 2,4261\varphi + 0,1593\lambda + 0,0104H - 104,044$	0,278	-0,044	0,196
$N = 0,0285\varphi - 0,0401\lambda + 0,0008H + 5,174$	-0,201	-0,288	0,653
$O = -10,2813\varphi - 2,2940\lambda + 0,3429H - 209,694$	-0,535	0,023	0,854
$L_\odot = -0,5591\varphi + 0,3842\lambda - 0,0080H + 44,210$	0,069	0,246	-0,484
$L_\bullet = 0,7629\varphi - 0,5142\lambda + 0,0228H + 18,673$	-0,292	-0,143	0,783
$L_O = 0,6451\varphi - 0,7996\lambda + 0,0255H + 54,078$	-0,331	-0,207	0,846
$L_m = 6,0925\varphi - 1,1780\lambda + 0,0804H - 292,763$	-0,150	-0,155	0,821
$L_v = 6,1307\varphi - 0,8850\lambda + 0,0608H - 299,463$	-0,023	-0,170	0,700
$L_c = -12,4960\varphi - 1,5262\lambda - 0,0239H + 762,156$	-0,327	0,060	0,060

Cykliczne zmiany klimatu

Niektóre problemy z zakresu zmian klimatu są rozwiązywane także w ramach rozpraw habilitacyjnych, doktorskich oraz prac magisterskich. Pionierski charakter ma rozprawa habilitacyjna Zofii Kaczorowskiej pt. *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* (1962), dotycząca zależności opadów od liczby plam słonecznych oraz tendencji opadów w Polsce.

Znaczącym postępowaniem w badaniach cykliczności zmian klimatu jest rozprawa habilitacyjna Jerzego Boryczki pt. *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu* (1984). Autor wprowadza do literatury modele symulujące cykliczność klimatu z uwzględnieniem składników antropogenicznych. Ukoronowaniem dotychczasowych badań w zakresie cykliczności, tendencji i prognoz współczesnych zmian klimatu są kolejne prace tego autora: *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVIII-XXI wieku* (1993) i *Zmiany klimatu Ziemi* (1998). Istotne znaczenie poznawcze ma określenie astronomicznych przyczyn współczesnych wahań klimatu przez porównanie widm oscylacji (okresów) z widmami aktywności Słońca i stałej słonecznej oraz aktywności wulkanicznej. Nowością jest wykazanie podobieństwa widm zmiennych klimatycznych, geologicznych i astronomicznych. Analogiczna okresowość parametrów Układu Słonecznego świadczy o deterministycznych wahaniami klimatu w ostatnich stuleciach.

Odrębność badań Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w porównaniu z innymi placówkami naukowymi w kraju i zagranicą dotyczy również synchroniczności wahań klimatu w Europie i Polsce. Informują o tym przestrzenne rozkłady (izarytmy) parametrów cykli: okresów, amplitud i faz. Na przykład 8-letni cykl temperatury powietrza jest synchroniczny na obszarze Polski i Europy (Żmudzka, 1998). Podobnie jest w przypadku 11-letniego cyklu sezonowych sum opadów atmosferycznych w Polsce, które są synchroniczne (Michalska, 1998).

Dotychczasowe badania długich ciągów pomiarów wykazały, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski, czy też Europy, występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i planetarny 178,9 lat. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (wartości miesięcznych i sezonowych) i synchroniczność wahań (zbliżone daty ekstremów), głównie 8, 10-13, 180-letniego, wskazują, że cykliczność jest cechą pola temperatury powietrza w Polsce i Europie.

Tendencje wiekowe zmian klimatu

Tendencje wiekowe temperatury powietrza ($w^{\circ}C/100$ lat), określone według trendów liniowych, są dodatnie prawie we wszystkich miesiącach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu w Europie (i Polsce). Szczególnie zimy w Europie są coraz cieplejsze: w Warszawie – o $1,15^{\circ}C/100$ lat, Krakowie – o $1,72^{\circ}C/100$ lat, Pradze – o $0,44^{\circ}C/100$ lat, Genewie – o $0,74^{\circ}C/100$ lat.

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

o $0,08^{\circ}\text{C}/100$ lat. Tendencja temperatury powietrza w Anglii Środkowej w lecie $A=0,01^{\circ}\text{C}/100$ lat jest prawie zerowa (nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05) (tab. 2.4).

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

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

Tabela 2.4. Tendencje wiekowe temperatury powietrza (w $^{\circ}\text{C}$)

Table 2.4. The tendency of secular of air temperature (in $^{\circ}\text{C}$)

Miesiące, sezony, rok	Warszawa	Kraków	Wrocław	Praga	Genewa	Zurych	Poczdam	Anglia
I	1,15	1,72	-0,61	0,44	0,74	0,84	0,38	0,38
II	0,50	1,14	-0,07	0,05	0,29	0,28	-0,36	0,27
III	1,01	1,45	0,61	0,50	0,37	0,87	0,35	0,30
IV	0,79	0,85	0,35	-0,01	-0,20	-0,77	0,40	0,22
V	0,43	0,69	0,13	-0,44	-0,53	-0,57	0,66	0,11
VI	0,26	0,07	-0,51	-0,09	-0,23	-1,00	0,63	0,00
VII	0,19	0,34	-0,73	-0,16	-0,08	-1,08	0,64	0,03
VIII	-0,04	0,46	-0,74	-0,40	-0,24	-0,47	1,40	-0,02
IX	0,18	0,43	-0,55	-0,41	0,06	-0,11	1,03	0,12
X	0,58	0,32	-0,72	-0,25	0,00	0,70	1,00	0,24
XI	1,11	1,64	1,44	0,40	0,32	0,60	1,25	0,20
XII	1,36	1,96	1,00	0,29	0,47	1,05	0,62	0,32
XII-II	1,03	1,38	0,12	0,25	0,51	0,64	0,10	0,32
III-V	0,79	0,99	0,37	0,00	-0,12	-0,15	0,50	0,21
VI-VIII	0,18	0,32	-0,70	-0,25	-0,19	-0,90	0,92	0,01
IX-XI	0,66	0,81	0,05	-0,11	0,14	0,38	1,11	0,19
X-III	1,00	1,37	0,29	0,22	0,37	0,65	0,53	0,29
IV-IX	0,31	0,48	-0,37	-0,27	-0,20	-0,70	0,81	0,08
I-XII	0,66	0,93	-0,04	-0,03	0,08	0,03	0,66	0,18

Dość duże wartości współczynnika regresji w miesiącach zimowych mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych, tj. „miejskich wysp ciepła”. Są one prawdopodobnie spowodowane coraz większą akumulacją ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne o małym albedo), głównie w zimie. Należy też zauważyć, że trendy liniowe aproksymują części rosnące planetarnego 178,9-letniego cyklu temperatury powietrza (od daty minimum absolutnego aktywności Słońca, najslabszego cyklu 13-letniego plam słonecznych w latach 1811-1823, do roku maksimum absolutnego w 1957 r.).

Za syntezę dotychczasowych badań w zakresie cykliczności i tendencji zmian klimatu Polski na tle Europy można uznać tom *XIII Atlasu*. Nawiązuje on głównie do trzech poprzednich tomów, dotyczących cykliczności i tendencji aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie (T. X, 1997) i temperatury powietrza w Europie w sezonach, półroczach i roku (T. XI, 1998) oraz poszczególnych miesiącach (T. XII, 1999). W ostatnich dwóch tomach znacznie rozszerzono zakres badań zmian klimatu na podstawie długich ciągów chronologicznych temperatury powietrza w ośmiu miastach europejskich (Warszawa 1779-1990, Kraków 1826-1990, Wrocław 1850-1980, Praga 1771-1980, Zurych 1864-1980, Genewa 1768-1980, Poczdam 1893-1992, Anglia Środkowa 1659-1973 – seria Manley’a).

Antropogeniczne zmiany klimatu

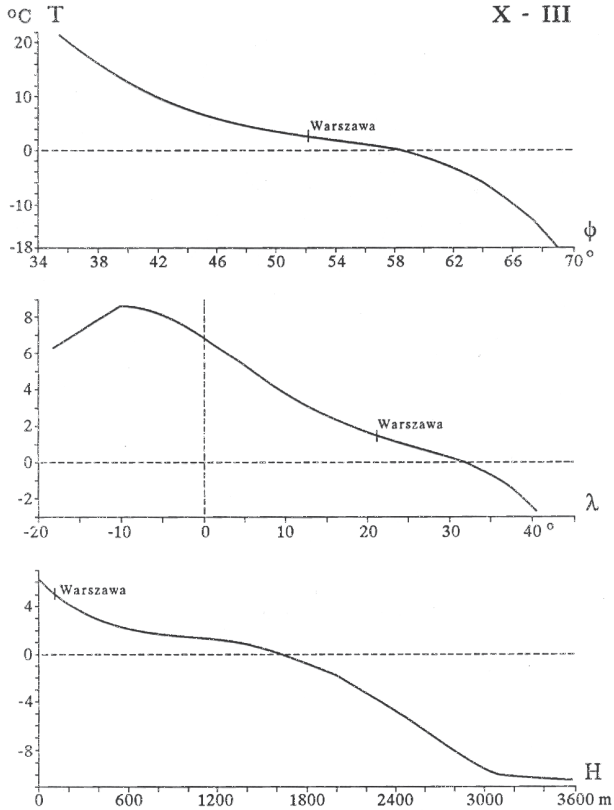
Dotychczasowe wyniki badań w zakresie wpływu czynników antropogenicznych na klimat przyczyniły się głównie do poznania cech termicznych klimatu miast Europy, a zwłaszcza Polski. Najważniejszym obiektem badań była i jest nadal Warszawa.

Najpierw dokonano oceny wpływu położenia geograficznego na cechy termiczne miast w Europie – ze szczególnym uwzględnieniem Polski (rys. 2.5).

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 łądu Azji. Pole temperatury powietrza w miastach położonych na południe i na północ od nizin europejskich jest głównie zdeformowane przez wysokość n.p.m. Najbardziej je 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. Szczegółowe badania wpływu czynników antropogenicznych na klimat lokalny przeprowadzono na przykładzie Warszawy. Ilościowym wskaźnikiem nadwyżki energii cieplnej w Warszawie jest wyższa temperatura powietrza w odniesieniu do terenów otaczających miasto. Jest to tzw. miejska wyspa ciepła. Zjawisko to nie jest stabilne, lecz cechuje się dużą zmien-

nością zarówno w cyklu dobowym, jak też rocznym – zależnie od stanu atmosfery. Miejska wyspa ciepła w Warszawie cechuje się nawet trendem czasowym – wiekowym.



Rysunek 2.5. Gradienty temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$,

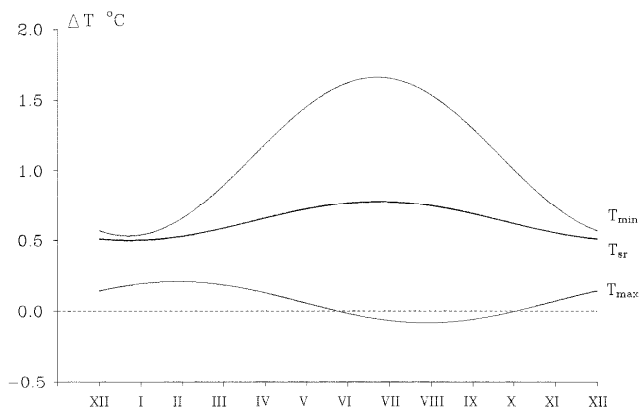
hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ (X-III)

Figure 2.5. Gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ (X-III)

Największe zasoby ciepła w mieście występują w porze letniej. Różnice temperatury minimalnej w lipcu wynoszą ponad $1,7^{\circ}\text{C}$, a w styczniu zaledwie $0,5^{\circ}\text{C}$. Średnia dobowa temperatura powietrza w mieście jest w lecie o $0,7^{\circ}\text{C}$ wyższa niż poza miastem (rys. 2.6).

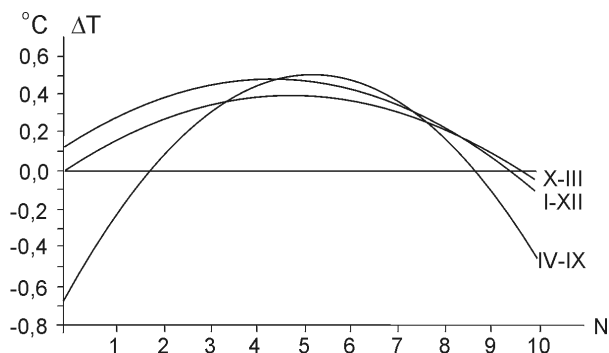
Miejska wyspa ciepła w Warszawie zależy od stanu atmosfery – od temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru. Najmniejsze różnice temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami (średniej dobowej i minimalnej) występują przy temperaturze bliskiej zeru. W półroczu ciepłym miejska wyspa ciepła jest najintensyw-

niejsza (największe różnice), gdy temperatura powietrza poza miastem wynosi 13-16°C. Przy niższych i wyższych wartościach temperatury powietrza różnice maleją. W półroczu chłodnym najsłabsza jest ona przy temperaturze od -2 do 1°C, a najsilniejsza, gdy temperatura spada poniżej -10°C.



Rysunek 2. 6. Sinusoidy rocznych zmian różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w latach 1961-1965: średniej dobowej (ΔT), maksymalnej (ΔT_{max}), minimalnej (ΔT_{min})
Figure 2.6. Annual sine curve mean air temperature differences changes between the city and its surrounding in years 1961-1965: daily mean (ΔT), maximum (ΔT_{max}), minimum (ΔT_{min})

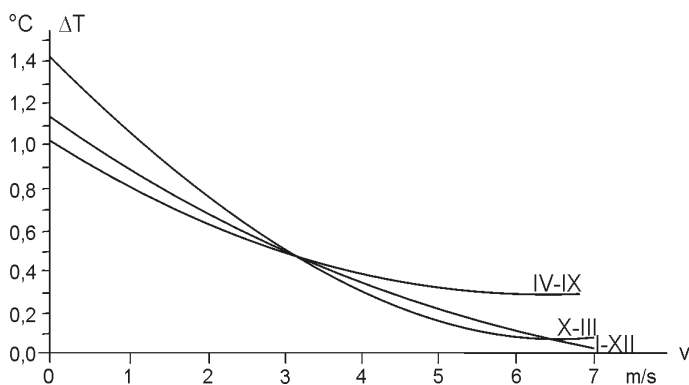
W mieście w chłodnej porze roku jest znacznie cieplej niż w otoczeniu przy małym zachmurzeniu nieba. W lecie ta różnica jest mniej więcej stała (0,4-0,5°C) i prawie nie zależy od zachmurzenia. Tempo ogrzewania się miasta w dzień i ochładzania nocą jest takie samo. Natomiast w każdej porze roku różnica temperatury między miastem i otoczeniem maleje ze wzrostem prędkości wiatru – do zera przy prędkościach wiatru 7-8 m/s. Po prostu przy dużych prędkościach wiatru intensywna pozioma wymiana ciepła powoduje zanik różnic temperatury powietrza (rys. 2.7-2. 8).



Rysunek 2.7. Zależność paraboliczna różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami od zachmurzenia (N) (Warszawa – X-III, IV-IX, I-XII)
Figure 2.7. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N), (Warsaw – X-III, IV-IX, I-XII)

Według parabol regresji prędkość wiatru w mieście jest w ciągu całego roku mniejsza o około 2 m/s niż poza miastem. Interesujące jest, że w Warszawie przy małych prędkościach wiatru poza miastem (poniżej 1 m/s) średnia prędkość poziomego ruchu powietrza w terenie zabudowanym jest większa niż w terenie otwartym. Obserwuje się w mieście mniej cisz (dodatkowy efekt wewnętrznej cyrkulacji miejskiej). Przy dużych prędkościach wiatru, około 10 m/s, ich osłabienie w mieście wynosi ponad 3 m/s.

Warto podkreślić, że miejska wyspa ciepła w Warszawie o największej różnicy temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami wystąpiła w dniach o cyrkulacji antycyklonalnej (wyżowej), przy największej insolacji. Największą różnicę temperatury powietrza (9,1°C) zanotowano w dniach: 30 VII i 17 VIII 1992 roku przy typie cyrkulacji antycyklonalnej południowo-wschodniej. Kontrast termiczny między miastem i jego otoczeniem szczególnie nasila się przy frontach chłodnych, w godzinach późnowieczornych i nocnych.



Rysunek 2. 8. Zależność paraboliczną różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami od prędkości wiatru (v) otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII)

Figure 2.8. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v), (Warsaw – X-III, IV-IX, I-XII)

Najważniejszym czynnikiem zapewniającym wymianę powietrza w Warszawie jest wiatr. Wydaje się, że spełnia on swoją funkcję wentylacyjną w sposób wystarczający w chłodnej porze roku. W lecie wymiana powietrza w centralnych rejonach miasta jest natomiast zbyt słaba. Zapewnia ją głównie napływ powietrza z sektora zachodniego. Wskazuje to na konieczność intensyfikacji lokalnej wymiany powietrza oraz na potrzebę ułatwienia dostępu powietrza z obszarów pozamiejskich do centrum. Można osiągnąć ten cel poprzez stworzenie niezabudowanych pasm, zagospodarowanych luźną zielenią oraz tras komunikacyjnych.

Pod względem opadów uprzywilejowane są przede wszystkim zachodnie peryferie Warszawy (590 mm/rok – Jelonki), co wynika z przeważających zachodnich kierunków wiatru. Na zawietrznej stronie o zagęszczonej i coraz wyższej zabudowie może to być efektem wzmożonej turbulencji. Najmniejsze sumy (ok. 500 mm/rok) występują na Okęciu, Mokotowie i Bielanych (Kaczorowska, 1967). Ponadto w prawobrzeżnej Warszawie częściej występują dni z opadem poniżej 5 mm/doba, natomiast w lewobrzeżnej – z ob-

fityszym opadem (powyżej 10 mm/doba) – z wyjątkiem południowo-zachodniej części miasta.

Ważnymi przykładami prac indywidualnych i zespołowych dotyczących problemów z zakresu klimatu i bioklimatu miast w Polsce, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy, są:

- *Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960* (Kaczorowska, 1967),
- *Turbulencyjna transformacja pyłów i gazów w atmosferze ziemskiej i jej zależność od parametrów meteorologicznych* (Boryczka, 1967 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy* (Kossowska, 1969 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Wielkiej Warszawy* (cz. I). *Próba określenia wpływu warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń atmosfery na przykładzie Warszawy* (cz. II). Opracowanie zbiorowe wykonane pod kierunkiem W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej na zamówienie Biura Studiów i Projektów Inżynierii Miejskiej w Warszawie, 1970,
- *Bioklimat uzdrowisk o profilu kardiologicznym* (Kopacz-Lembowicz, 1975 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ zieleni miejskiej na klimat w Warszawie* (opracowanie zbiorowe wykonane pod kierunkiem W. Okołowicza na zamówienie Instytutu Kształtowania Środowiska, 1976),
- *Związki korelacyjne parametrów meteorologicznych w różnych masach powietrza* (Nguyen Thien Son, 1978 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy* (Wawer, 1994 – maszynopis pracy doktorskiej),
- Tom IX – *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z podtytułem *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Błazek, Skrzypczuk, 1995),
- *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce* (Kicińska, 1999 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ warunków aerosanitarnych i biometeorologicznych na zgony mieszkańców Warszawy* (Kuchcik, 2000 – maszynopis pracy doktorskiej).

Celem prac dotyczących klimatu miasta jest próba oddzielenia wpływów antropogenicznych od naturalnych zmian klimatu. Określono deformację pól zmiennych meteorologicznych pod wpływem zabudowy w skali całego miasta i osiedli na przykładzie Warszawy. Skorelowanie np. różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia pozwoliło na oszacowanie tempa nagrzewania się i wychładzania terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania się i zaniku miejskiej wyspy ciepła. W ten sposób oszacowano nadwyżkę zachmurzenia i opadów oraz niedobór wilgotności powietrza i zniżkę prędkości wiatru względem otoczenia Warszawy.

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 prognozach 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. Istnieje wiele możliwości prognozowania, np. temperatury powietrza w dzielnicach miasta – przy projektowaniu nowej zabudowy. Można także oszacować temperaturę powietrza tam, gdzie nigdy nie prowadzono żadnych pomiarów meteorologicznych. Przykładem może być opracowanie prognozy w przypadku projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białoleśce Dworskiej (praca wykonana w ramach tematu rządowego).

Prognozy zmian klimatu Warszawy w XXI wieku

W prognozach zmian klimatu Polski przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać tak jak w wiekach XVIII-XX. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego. Najdłuższe okresy około 100- i 200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980 – prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1993). Średnia roczna temperatura $6,6^{\circ}\text{C}$ w roku 1980, według pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1995.

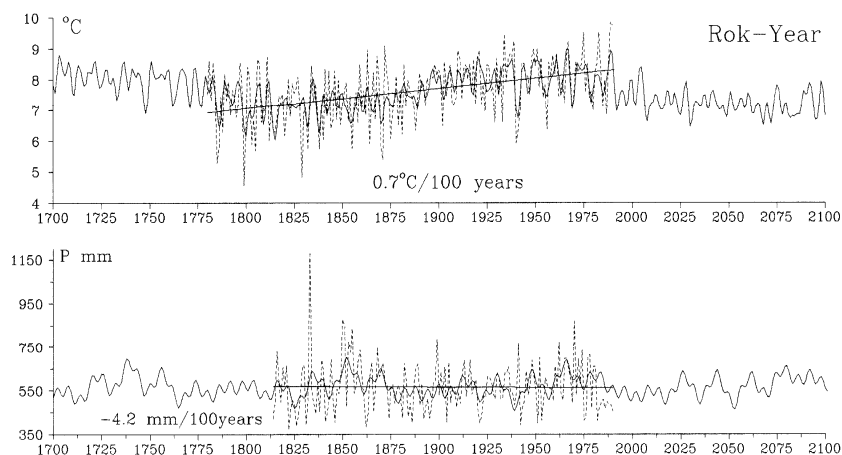
Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią prawdopodobnie około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w latach 2011-2020.

Postępującego globalnego ocieplenia nie można przypisać jedynie czynnikom antropogenicznym – antropogenicznej części efektu cieplarnianego, wywołanego wzrostem zawartości CO_2 w atmosferze. Wzrosty i spadki temperatury powietrza są skorelowane ze wzrostami i spadkami zmierzonej masy CO_2 – naturalnej i pochodzącej ze spalania paliw. Około 125 000 lat temu, podczas globalnego ocieplenia wystąpił wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze podobny jak obecnie. Świadczą o tym krzywe zmian stężenia CO_2 i paleotemperatury w ciągu ostatnich 160 000 lat, odtworzone na podstawie izotopu tlenu w rdzeniach lodowych ze stacji Wostok (WMO, 1990). Zmiany stężenia CO_2 w atmosferze (w ppm) i paleotemperatury (w $^{\circ}\text{C}$) są synchroniczne. Maksimum sprzed 125 000 lat – to naturalne ocieplenie klimatu Ziemi, spowodowane wzrostem promieniowania słonecznego. Jest to maksimum promieniowania na krzywej M. Milankowicia (1938), otrzymanej z nakładania się okresów zmian parametrów orbity Ziemi.

Tak więc „równoległość” zmian stężenia CO₂ i paleotemperatury nie jest dowodem, że postępujące ocieplenie jest wywołane antropogenicznym efektem cieplarnianym. Wspiera to tezę, że zawartość dwutlenku węgla (zmierzona masa CO₂, ppm) zależy od temperatury wód oceanów.

Na podstawie widma oscylacji sum rocznych opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1990 prognozowano również tendencję zmian opadów, sięgając po rok 2100 (Boryczka, 1993). Opady prognozowano ekstrapolując wartości trendu czasowego superpozycji cykli od 3,5 do 112,5 lat o współczynniku korelacji wielokrotnej $R=0,67$.

Według prognozy z 1993 roku w ostatniej dekadzie XX wieku opady będą mniejsze od normy $\bar{P}=568,9$ mm. W pierwszych dwóch dekadach XXI wieku będą oscylować wokół średniej \bar{P} . Maksimum wiekowe opadów 720 mm wystąpi mniej więcej w latach 2030, 2063, 2068. Najmniejsze sumy roczne, rzędu 400 mm, wystąpią prawdopodobnie w pobliżu lat: 2033, 2040 (rys. 2.9).



Rysunek 2.9. Zmiany temperatury powietrza T i opadów atmosferycznych P w Warszawie w XVIII-XXI wieku – rok

Figure 2.9. Changes of air temperature T and precipitation P in Warsaw in 18th-21th centuries – year

O istnieniu realnych (deterministycznych) okresów opadów atmosferycznych i o poprawności modeli statystycznych świadczy sprawdzalność prognoz zmian klimatu Polski w XX wieku. Dobra jest także zgodność z wynikami pomiarów (na Okęciu) prognozowanych rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980), przedstawionych w pracy J. Boryczki (1993). Krzywej sum rocznych o tendencji malejącej w latach 1981-1990 odpowiada spadek zmierzonych sum opadów: od 656 mm w roku 1981 do 456 mm w roku 1990, a następnie wzrost do 652 mm w roku 1994.

Dość dobra zgodność prognozowanych wartości temperatury i opadów atmosferycznych ze zmierzonymi – poza przedziałem aproksymacji – świadczy, iż istnieją związki przyczynowo-skutkowe okresów zmiennych klimatologicznych z astronomicznymi.

Postępem w badaniach wiekowych zmian klimatu jest także wyodrębnienie dwóch składników trendu czasowego: naturalnego i antropogenicznego. Obserwowane zmiany

wiekowe, np. temperatury powietrza, można traktować jako wypadkową zmian naturalnych uwarunkowanych aktywnością Słońca i zmian antropogenicznych wynikających z wpływu takich czynników, jak rozbudowa miasta, wzrost zawartości CO₂ (efekt cieplarniany) i pyłów (absorpcja promieniowania słonecznego) w atmosferze i innych. Autorzy wyszli z założenia, że składnik naturalny jest wynikiem nakładania się tych sinusoidalnych cykli. Składnik antropogeniczny natomiast cechuje się stałą tendencją zmian. Trzeba jednak pamiętać, że wyodrębnione przyrosty antropogeniczne temperatury i opadów atmosferycznych (i ich prognoza na lata 2000-2100) nie zawsze wynikają z wpływu czynników antropogenicznych. Mogą to być również zmiany naturalne o bardzo długich, nieznanych okresach, nie stwierdzonych na podstawie istniejących ciągów chronologicznych.

Tego rodzaju trendy czasowe elementów klimatu umożliwiły autorom dokonanie rekonstrukcji (od roku 1700) i prognozy (po rok 2100) klimatu Warszawy przez zwykłą eksplorację funkcji aproksymujących.

Trzeba zauważyć, że krzywa wiekowych zmian temperatury powietrza w stuleciu XXI znajduje się poniżej średniej rocznej z dwóch ostatnich stuleci. Biorąc jednak pod uwagę przyrosty antropogeniczne temperatury, które złagodzą jej naturalne spadki, może nie wystąpić zbytnie ochłodzenie klimatu w przyszłym stuleciu. Oczywiście prognozy te – sondaż przyszłości – otrzymano przy założeniu, że ekstrema wykrytych cykli, które wystąpiły w wiekach XVIII-XX, powtarzać się będą nadal.

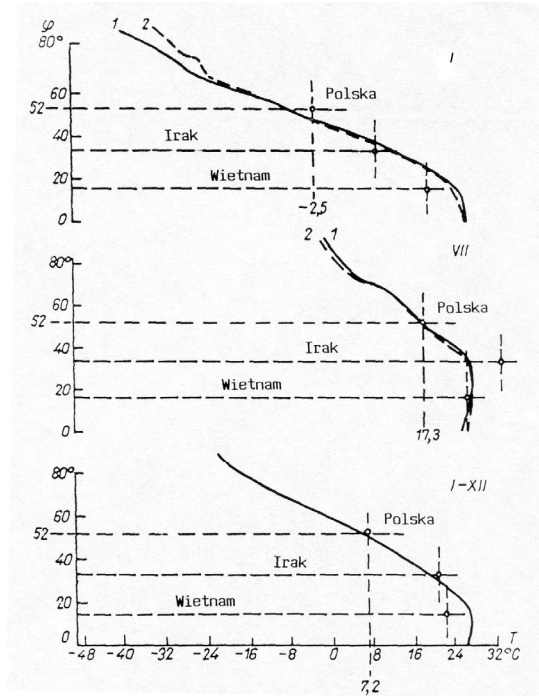
Najlepszym świadectwem działalności naukowej w zakresie cykliczności, tendencji i prognoz zmian klimatu Polski na tle Europy jest wykaz książek opublikowanych i nieopublikowanych w latach 1962-2000:

- *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* (Kaczorowska, 1962),
- *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu* (Boryczka, 1984),
- *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVIII-XXI wieku* (Boryczka, 1984),
- *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce:*
- Tom VII – *Zmiany wiekowe klimatu Polski* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1992),
- Tom X – *Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1997),
- Tom XI – *Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1998),
- Tom XII – *Ocieplenia i ochłodzenia klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Wągrowka, Błażek, Skrzypczuk, 1999),
- Tom XIII – *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1999),
- Tom XIV – *Prognozy zmian klimatu Warszawy* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Lorenc, Kicińska, Błażek, Skrzypczuk, 2000),
- *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce* (Michalska, 1998, maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce* (Żmudzka, 1998, maszynopis pracy doktorskiej).

Istotnym ogniwem w badaniach naukowych i kształceniu klimatologów w zakresie długookresowych zmian klimatu są również prace magisterskie. Stanowią one oryginalne opracowania cząstkowe na podstawie krótkich, jak też najdłuższych serii pomiarów. Przykładem takiej współpracy pracowników Zakładu ze studentami są liczne prace magisterskie dotyczące temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie: Dąbrowska (1984) Dębska (1986), Tomasiak (1990), Grzęda (1990), Klechta (1990), Michalska (1992), Olszewska (1999).

Dwie prace magisterskie wykonano na podstawie najdłuższych serii pomiarów temperatury powietrza poza granicami Polski (Skrzypczuk, 1993 – Anglia Środkowa, Kierzkowska, 1994 – Alpy). Część wyników została włączona do tabel i wykresów opublikowanych w XI i XII tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1998, 1999).

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. 2.10 i 2.11.



Rysunek 2.10. Zależność temperatury powietrza (T) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok (wg Chromowa i Witwickiego)

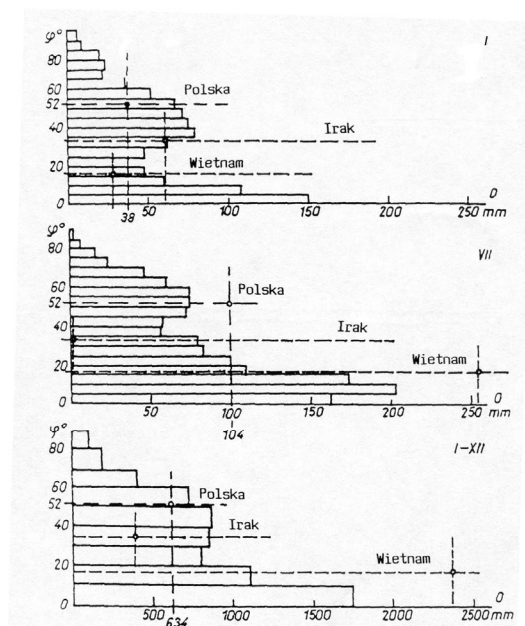
Figure 2.10. Dependence of air temperature (T) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)

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

opadów atmosferycznych. 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.

Studiom nad klimatem Polski poświęcono łącznie ponad 335 opracowań, w tym 3 rozprawy habilitacyjne i 11 prac doktorskich. Część wyników opublikowano w formie monografii i rozpraw (9), atlasów (14) i artykułów (172) w różnych czasopismach, sporo opublikowano w „Pracach i Studiach IGUW – Klimatologia” z. 1-11 (1964-1978) oraz w tomie 11, 20, 22 i 28 „Prac i Studiów Geograficznych” (1997, 1998, 2001). Niektóre z nich tłumaczono na język angielski, np. w 3 tomach „Miscellanea Geographica” (1984-2000), w tym 4 na zamówienie zagranicy.

Dla pełnego zobrazowania cząstkowych zadań rozwiązywanych w ramach badań klimatu Polski w tym tomie przedstawiono wykaz prac opublikowanych bądź przyjętych do druku oraz spis prac habilitacyjnych i doktorskich wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1952-2001. Dodatkową informację o badaniach klimatu Polski można znaleźć w spisie prac zleconych (Prace i Studia Geograficzne, T. 28, 2001).



Rysunek 2.11. Zależność sum opadów atmosferycznych (O) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok, wg Chromowa i Witwickiego

Figure 2.11. Dependence of precipitation (O) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)

Do znaczącego postępu badań w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku należy zaliczyć rozprawę habilitacyjną E. Żmudzkiej (2007) pt. *Zmienność zachmu-*

rzenia w Polsce i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000) oraz pracę doktorską K. Grabowskiej (2002) pt. *Burze w Polsce i ich uwarunkowania (1951-1990)*.

Celem rozprawy habilitacyjnej E. Żmudzkiej jest określenie wpływu pola ciśnienia atmosferycznego nad Europą i północnym Atlantykiem na zachmurzenie w Polsce w latach 1951-2000. Problem rozwiązano na podstawie danych, dotyczących wielkości i rodzaju zachmurzenia nad terenem Polski (zachmurzenia z godzin 00, 06, 12 i 18 UTC z lat 1966-2000 z 16 stacji synoptycznych oraz średnie miesięczne wielkości zachmurzenia z 48 stacji z Polski nizinnej z lat 1951-2000). Wykorzystano również średnie dobowe wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza oraz geopotencjału powierzchni izobarycznej 700 hPa – z bazy NCEP\NCAR Reanalysis (1951-2000). W pracy uwzględniono dane pochodzące z punktów węzłowych siatki (o bokach $\Delta\varphi=2,5^\circ$, $\Delta\lambda=5^\circ$) z obszaru: φ 30°-70°N i λ 40°W-60°E.

Największą wartość naukową mają wyniki badań dotyczące związków zachmurzenia na obszarze Polski z polem ciśnienia nad Europą i północnym Atlantykiem. Duże znaczenie ma określenie empirycznymi wzorami (równaniami regresji wielokrotnej liniowej w zapisie tabelarycznym) zachmurzenia w Polsce względem trzech zmiennych: składowych zachodniej i północnej prędkości wiatru geostroficznego i ciśnienia atmosferycznego. Na uwagę zasługują również związki empiryczne zachmurzenia względem wskaźników cyrkulacji strefowej i południkowej.

Pierwszych informacji o związku zachmurzenia nad obszarem Polski od pola ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza i pola geopotencjału dostarczają mapy izarytm współczynnika korelacji średniego zachmurzenia nad Polską z ciśnieniem na poziomie morza nad Europą i północnym Atlantykiem oraz z geopotencjałem powierzchni izobarycznej 700 hPa.

W drugiej połowie XX wieku wystąpiły w Warszawie istotne zmiany ilościowe i jakościowe zachmurzenia. Wielkość zachmurzenia nad Warszawą zmniejszyła się w 50-leciu o około 5%. W latach 1966-2000 istotnie wzrosła częstość chmur *Cb* oraz *Ac* (oprócz wiosny), zmniejszyła się natomiast częstość chmur *St* oraz *Ci*. Znaczącą ujemną tendencję zmian frekwencji chmur frontowych stwierdzono zimą, głównie w wyniku zmniejszenia liczby obserwacji z chmurami frontowymi piętra niskiego.

Znaczna część zmienności wielkości zachmurzenia wyjaśniona przez bezpośrednie oddziaływanie cyrkulacji atmosferycznej oraz podobieństwo roli poszczególnych kierunków adwekcji oraz ciśnienia w kształtowaniu zachmurzenia nad Warszawą i nad Polską potwierdza zasadność tezy, że zachmurzenie jest elementem klimatu kształtowanym głównie przez makroskalowe procesy cyrkulacyjne, a tylko w niewielkim stopniu jest modyfikowane przez czynniki lokalne. Zmiany zachmurzenia w Warszawie, ich kierunek i tempo były podobne do zmian nad obszarem Polski nizinnej, choć występowały niewielkie różnice.

Najważniejsze wyniki badań z pracy doktorskiej K. Grabowskiej, dotyczące burz w Polsce, ze szczególnym uwzględnieniem miast, przedstawiono w tym tomie – XXIII w podrozdziale IV.1 – *Aktywność burzowa w Polsce w latach 1951-2000*.

Istotne znaczenie poznawcze mają wyniki badań przedstawione w 6 kolejnych tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, publikowanych w latach 2002-2008, 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 XXII – *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie* (M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, M. Osowiec, E. Błażek, J. Skrzypczuk, 2008).

W tomie XVII wskazano, że ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane waha-
niem dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej
i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających
promieniowanie słoneczne.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-,
100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki
($T = a_0 + b \sin(2\pi t / \Theta + c)$, gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe).

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o du-
żych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w zimie wynoszą one: Warsza-
wa – 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 aktywno-
ści Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powie-
trza. 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, Wroc-
ław – 75,0, Lwów – 74,1, Praga – 118,3, Wiedeń – 96,1, Bazylea – 87,6, Kopenhaga –
89,6, Anglia - 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/100 lat), 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 otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza $y = a_0 + \sum b_j \sin(2\pi t / \theta_j + c_j)$, gdzie: θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

W tomie XX-XXI określono tendencje zmian cech termicznych klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu (ze szczególnym uwzględnieniem stuleci XVIII-XXI) z wyeksponowaniem ich naturalnych przyczyn.

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od aktywności Słońca (stałej słonecznej) i zawartości

pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne.

Temperatura powietrza w Europie w XVIII-XX wieku cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-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 (słoi) dębów rosnących w Polsce (tab. 2.5).

Tabela 2.5. Okresy (θ lat) około 8- i 11- letnie szerokości pierścieni dębów rosnących w Polsce (XVIII-XX w.), R – współczynnik korelacji

Table 2.5. 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
Goldap	7,8	0,154	10,8	0,130	Suwałki	7,5	0,278	11,8	0,172
Hajnówka	7,9	0,144	11,2	0,258	Toruń	7,7	0,161	11,4	0,181
Koszalin	8,6	0,193	11,1	0,127	Warszawa	7,7	0,175	11,1	0,124
Kraków	7,7	0,235	11,5	0,137	Wrocław	8,3	0,206	11,6	0,162

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle około 100- i 180-letni aktywności Słońca. Warunkują one okresy około 100- (tab. 2.6) 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 2.6. Okresy około 100- i 180-letnie temperatury powietrza w Europie

Table 2.6. 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. 2.7).

Prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998): $y=f(t)=a_0+\sum b_j\sin(2\pi t/\theta_j+c_j)$, gdzie: θ – okres, b – ampli-

tuda, c – przesunięcie fazowe. Wykresy funkcji prognostycznych $y=f(t)$ 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 $0,40$).

Tabela 2.7. Okresy (θ lat) około 100- i 180-letnie szerokości pierścieni drzew (sosna, świerk, modrzew) rosnących w Europie

Table 2.7. 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	–	–

Na klimat Europy dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. O wpływie aktywności Słońca na cyrkulację atmosfery (na dystrybucję ciepła na Ziemi) świadczą analogiczne cykle cyrkulacji atmosfery i liczb Wolfa, a także temperatury powietrza.

Wskaźnik NAO w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią, a temperatura powietrza w Europie cechuje się okresowością 8-, 11-, 100- i 180-letnią.

Za kolejną syntezę badań klimatu Warszawy i innych miast Polski można uznać opracowanie zespołowe p.t. "Studies on the climate of Warsaw (Editor: Maria Stopa-Boryczka). Spis treści (CONTENTS) informuje o rozwiązywanych problemach badawczych.

CONTENTS

Maria STOPA-BORYCZKA – Studies on the climate of Warsaw in the second half of the 20th century	7
Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER – The contribution of the Department of Climatology to the study of the climate of Warsaw	13
Jerzy BORYCZKA – Changes in the climate of Warsaw from 18 th to 21 th century ...	25
Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA – The cyclic changes of the climate of Warsaw and their conditioning	35
Urszula KOSSOWSKA-CEZAK – The abrupt temperature increases and decreases in Warsaw in the second half of the 20 th century	51
Elwira ŻMUDZKA – The variability of the growing season in Warsaw in the second half of the 20 th century	61
Katarzyna GRABOWSKA – Storms in Warsaw against the background of other Polish towns	73

Jolanta WAWER – Dependence of the urban heat island on the atmospheric circulation types	91
Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA – The influence of the manmade factors on the local climate of Warsaw	95
Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK Danuta MARTYŃ, Krzysztof OLSZEWSKI – The influence of urban greenery on local climate	111
Bożena KICIŃSKA – The aerosanitary conditions in the towns of Poland	131
Krzysztof OLSZEWSKI – The acidity of precipitation in Warsaw	147
Magdalena KUCHCIK – The influence of aerosanitary and bio-meteorological conditions on the health and mortality of the inhabitants of Warsaw	155
Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jolanta WAWER – The findings of the research on the climate of Warsaw conducted at the Department of Climatology of Warsaw University	167
Maria KOPACZ-LEMBOWICZ – The application-oriented character of the reports elaborated at the Department of Climatology concerning urban climate	177
The list of publications of the Department of Climatology concerning the climate of Warsaw	187
The list of Ph.D. dissertations and M.A. theses concerning the climate of Warsaw...	199

DIRECTIONS OF RESEARCH OF THE DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY OF THE WARSAW UNIVERSITY 1951-2009

SUMMARY

The fundamental research conducted within the Department of Climatology of the Faculty of Geography and Regional Studies (previously Institute of Geography) at the Warsaw University concerns primarily the climate of Poland. This theme is contained in the research plans of the department since 1952. The theme would only undergo modifications as to its more precise formulation, referring frequently to the fresh currents in climatology.

The research in the domain of climate of Poland was initiated by Professor Romuald Gumiński, the first head of the Department of Climatology of the Institute of Geography at the Warsaw University (1951-1952).

The main research directions taken up at the Department of Climatology under the leadership of Professor Wincenty Okołowicz (the head of the Department in the years 1953-1973), with considerable assistance from Ass. Professor Zofia Kaczorowska (who worked at the Department between 1951 and 1972), include:

- The structure and regionalisation of the climate of Poland,
- The climate of the north-eastern Poland,
- The climate and bio-climate of towns.

The primary object of research at the Department is nowadays constituted by the problem of natural and anthropogenic changes in the climate of Europe, with special consideration of Poland. Within this domain attention should be paid to such subjects as:

- Empirical models of spatial and temporal variability of climate,
- Periodical changes of climate and their causes,
- Secular trends in climate changes,
- Anthropogenic climate changes,
- Forecasts of changes in the climate of Poland in the 21st century.

All of these research problems are being approached through both individual and team projects. The most important results of the teamwork include, first of all, the 14 volumes of the *Atlas of interdependencies of the meteorological and geographic parameters in Poland* (in Polish), published in the years 1974-2000. A *sui generis* synthesis of the individual work on the climate of Poland is constituted by the two issues of "Prace i Studia Geograficzne", published (in Polish) under the titles of *New methods of inquiry into the climate of Poland* (1997) and *From the study of the climate of Poland* (1998). The first of these issues was published on the occasion of the 45th anniversary of the establishment of the Department, while the second – to commemorate the 100th anniversary of birth of Professor Romuald Gumiński.

Among significant advances in the comparative study of natural and anthropogenic changes in Poland's climate in the first decade of the 21st century and the second half of the 20th century, are the postdoctoral dissertation of E. Żmudzka (2007), „Zmienność zachmurzenia w Polsce i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000)” [Cloud cover variability and circulation factors in Poland (1951-2000)] and the doctoral dissertation of K. Grabowska (2002), „Burze w Polsce i ich uwarunkowania (1951-1990)” [Thunderstorms and their preconditions in Poland (1951-1990)].

Substantial contributions to knowledge have also been made by studies whose results are presented in the following 6 volumes of „Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce” [Meteorological and Geographical Parameter Interdependence in Poland: an Atlas], published in 2002-2008. Volumes 20-21 and 22 are of particular importance.

50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2000). Prace i Studia Geograficzne, T. 28, Warszawa 2001 (uzupełniony przedruk rozdziału pod zmienionym tytułem)

III. CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU

Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Katarzyna GRABOWSKA,
Jolanta WAWER, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK

Celem pracy jest określenie zakresu zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie w ostatnich dwóch stuleciach. Jest nim też wykazanie synchroniczności cyklicznych wahań klimatu w Polsce na przykładzie tych miast oraz prognoza zmian temperatury i opadów w XXI wieku.

Z dotychczasowych badań długich ciągów pomiarów wynika, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski (Kraków 1826-1990, Wrocław 1851-1980) i Europy (Anglia 1659-1773, Praga 1771-1980, Genewa 1826-1990, Zurych 1864-1980, Poczdam 1893-1992) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i cykl planetarny 178,9 lat.

Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (miesięcznych i sezonowych wartości) świadczy, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie i Polsce.

Widma i cykle temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, wskaźnika *NAO* i aktywności Słońca wyznaczono metodą „sinusoid regresji”:

$$y=f(t)=a_0+b\sin(2\pi t/\Theta+c)$$

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 .

Synchroniczność cykli temperatury powietrza, opadów, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca w Polsce

W badaniach współczesnych zmian klimatu ważnym problemem jest wykrycie prawdziwych, naturalnych okresów klimatycznych, astronomicznych i geologicznych. Analogiczna okresowość „skutków” i domniemanych „przyczyn” umożliwia identyfikację naturalnych czynników wywołujących przy udziale składnika losowego (cyrkulacji atmosferycznej) główne ochłodzenia i ocieplenia klimatu Ziemi.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w Europie cechują się okresowością około 4-letnią o zakresie zmian $\Delta T=2$ (tab. 3.1).

Analogiczna okresowość 3,0-4,8-letnia występuje w seriach sezonowych i rocznych sum opadów atmosferycznych (tab.3.2).

Zakres zmian w stosunku do sum sezonowych np. w Warszawie wynosi: zima – $P=98$ mm, $\Delta P/P=21,4\%$, lato – $P=216$ mm, $\Delta P/P=11,6\%$.

Taką samą okresowość ma cyrkulacja atmosferyczna: makrotyp E, południkowa (wg klasyfikacji Wangenheima-Girsa, 1891-1776) i cyklonalna (wg Osuchowskiej-Klein, 1901-1975).

Tabela 3.1. Cykle około 4-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 3.1. The close-to-4-year cycles of air temperature in Europe

	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

Tabela 3.2. Cykle około 4-letnie opadów atmosferycznych w Polsce
Table 3.2. The close-to-4-year cycles of precipitation in Poland

	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

Podobna okresowość 3,1- i 5,5-letnia o amplitudzie $\Delta h = 2,2$ i $2,9$ cm występuje w ciągach czasowych średniego poziomu Morza Bałtyckiego, a cykl 3,1-letni maksymalnych rocznych poziomów ma największą amplitudę $\Delta h_{\max} = 12,6$ cm.

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.

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$ (tab.3.3).

Tabela 3.3. Cykle około 8-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 3.3. The close-to-8-year cycles of air temperature in Europe

	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

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) – $0,6^{\circ}\text{C}$.

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 ($R = 0,32$).

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).

Od dawna znana jest cykliczność około 11-letnia temperatury powietrza, wiązana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Okresy 10,8-11,8-letnie temperatury powietrza i amplitudy (w °C) w wybranych miejscowościach, w poszczególnych sezonach i w roku zestawiono w tab. 3.4.

Tabela 3.4. Cykle około 11-letnie temperatury powietrza w Europie
Table 3.4. The close-to-11-year cycles of air temperature in Europe

	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

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.3.5).

Zakres zmienności sezonowych sum opadów atmosferycznych w cyklach 9,8-12,0 lat w stosunku do średnich wartości z lat 1861-1990 (P) jest większy w zimie niż w lecie (przekracza $\frac{1}{4}$ części sumy P). Amplitudy względne ($P_{\max}-P_{\min}$) P^{-1} na ogół są większe w zimie niż w lecie, w przypadku sum rocznych zawierają się w przedziale 5,4-13,9%.

Tabela 3.5. Cykle około 11-letnie opadów atmosferycznych w Polsce
Table 3.5. The close-to-11-year cycles of precipitation in Poland

	Zima		Wiosna		Lato		Jesień		Rok	
	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%
Warszawa	10,1	25,9	12,0	23,7	11,2	13,8	10,2	10,6	11,3	9,5
Kraków	9,8	12,3	10,2	18,7	10,3	12,9	10,9	17,1	9,8	5,4
Wrocław	9,9	17,4	10,2	27,4	9,7	16,7	9,9	13,2	9,8	13,9

Przyczyną okresów około 11-letnich temperatury powietrza i opadów atmosferycznych jest niewątpliwie 11-letni cykl aktywności Słońca (i stałej słonecznej) – tab.3.6.

Tabela 3.6. Cykle około 11-letnie liczb Wolfa i stałej słonecznej
Table 3.6. The close-to-11-year cycles of Wolf's numbers and solar constant

Liczby Wolfa		Stała słoneczna	
Θ	ΔW	Θ	$\Delta s/s$ %
10,0	48,3	10,1	0,35
0,51	44,7	10,5	
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 współczynnika korelacji $R = 0,609$:

$$s = 1,9435 + 0,009163 \sin(2\pi t / 11,1 - 1,9549)$$

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% [10]. Cykliczność 9-14-letnia aktywności Słońca jest prawdopodobnie związana z okresami obiegu czterech największych planet dookoła Słońca. Okres 11,86 lat obiegu Jowisza dominuje w ciągach czasowych: wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce (11,8 lat, $R = 0,40$), całkowitego momentu pędu planet (11,9 lat, $R = 0,75$) i dyspersji masy planet w Układzie Słonecznym (11,9 lat, $R = 0,58$).

Należy też podkreślić, że okresowość około 11-letnia jest obecna w ciągach czasowych (1680-1980) erupcji wulkanicznych: wskaźnika zawartości pyłu wulkanicznego w atmosferze ($\log DVI$) - $\Theta = 11,4$ lat, $R = 0,31$; aktywności wulkanicznej ($\log DVI/\Delta t$) $\Theta = 11,7$ lat, $R = 0,29$ i odstępu czasu Δt między kolejnymi erupcjami eksplozywnymi $\Theta = 12,1$, $R = 0,21$.

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

Wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) na klimat Warszawy i Krakowa

Na klimat środkowej Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Wyż Azorski i Niż Islandzki. Te dwa centra ciśnienia

związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są ze sobą ujemnie skorelowane. Jeżeli ciśnienie w Wyżu Azorskim rośnie, to ciśnienie w Niżu Islandzkim – maleje i przeciwnie. Jest to tzw. Oscylacja Północnego Atlantyku (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 wznosie ciśnienia w Niżu Islandzkim) poziomy gradient ciśnienia może być skierowany na wschód lub zachód. Wtedy powietrze przemieszcza się wzdłuż południków (cyrkulacja południkowa) na południe lub północ. Wówczas nad obszar Polski napływa powietrze z północy lub południa.

Kierunek i prędkość ruchu powietrza wynika z równoważenia się: siły gradientu 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 innych jako standaryzowana różnica ciśnienia na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią.

W widmie wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997 są obecne okresy Θ (R – współczynnik korelacji), podane w tab. 3.7.

Tabela 3.7. Okresy wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* w latach 1825-1997

Table 3.7. The periods of North Atlantic Oscillation (index *NAO*) in years 1825-1997

Wiosna		Lato		Jesień		Zima	
Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
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.

Prognozy zmian klimatu Warszawy i Krakowa 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 Północnego Atlantyku *NAO*), warunkującej adwekcję mas

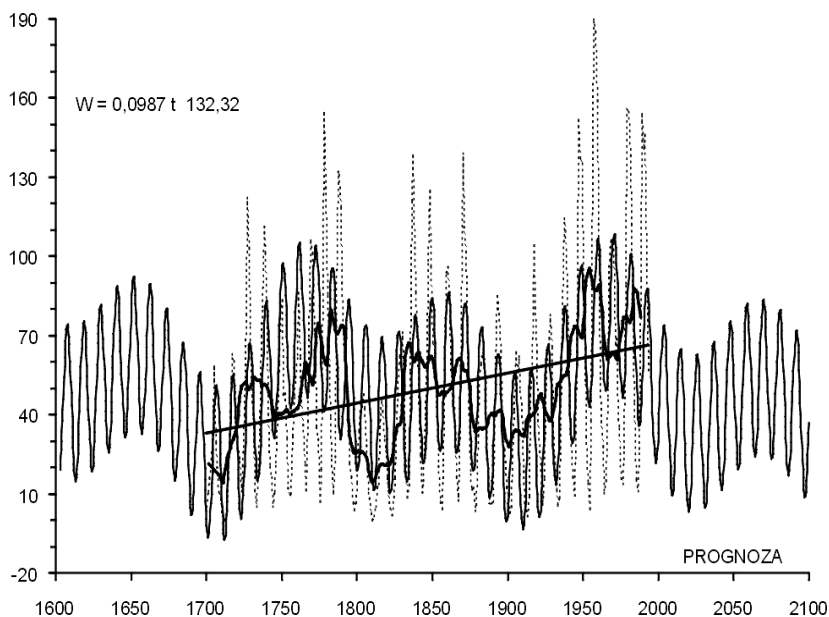
powietrza znad Oceanu Atlantyckiego. Cykle – to składniki deterministyczne w seriach pomiarowych, umożliwiające prognozowanie zmian klimatu w najbliższych latach.

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 200-letnia może być wykorzystana do rekonstrukcji klimatu w ostatnich stuleciach oraz w prognozach na XXI wiek.

Interesujące są wykresy czasowych zmian: aktywności Słońca (liczb Wolfa, rys. 3.1) i wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku *NAO* (rys. 3.2) wraz z prognozami sięgającymi po rok 2100. Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli: liczb Wolfa i wskaźnika *NAO*:

$$y = a_0 + \sum b_j \sin(2\pi t / \theta_j + c_j),$$

gdzie: θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05).



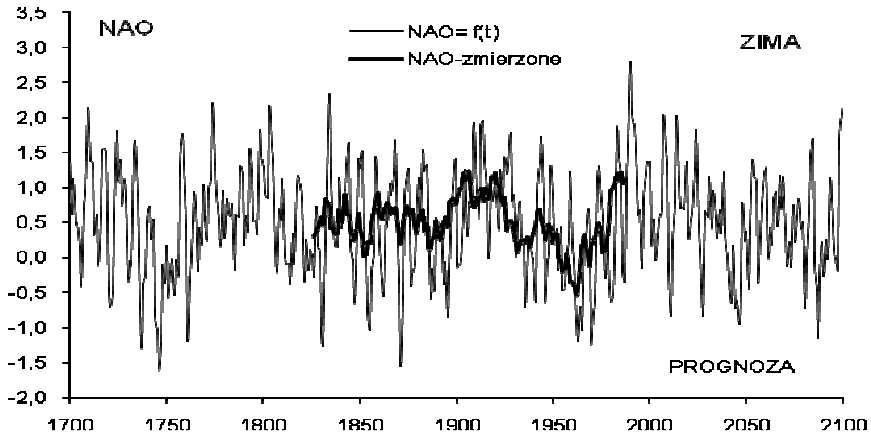
Rys. 3.1. Zmiany czasowe liczb Wolfa w latach 1600-2100 według interferencji cykli (linia pogrubiona – wartości z obserwacji)

Fig. 3.1. Changes of Wolf numbers in the years 1600-2100 as per interferences of cycles (bold line – observed values)

Analogicznie opracowano prognozy temperatury powietrza podczas zimy w Warszawie i Krakowie (rys. 3.3) oraz zimowych sum opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (rys. 3.4).

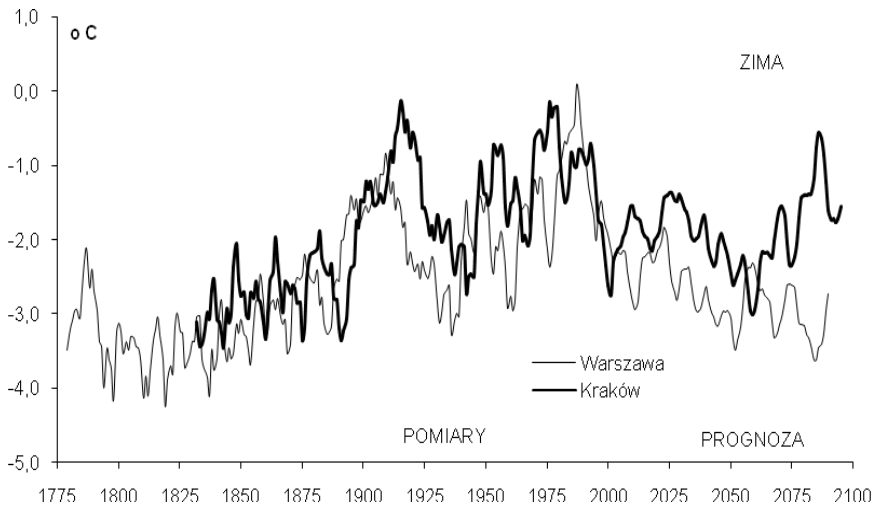
W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Do takiego założenia upoważnia 178,9-letni cykl planetarny. Po upływie 178,9 lat powtarzają się

wartości parametrów Układu Słonecznego (odległości środka masy US od Słońca, przyspieszenia Słońca, wypadkowej siły grawitacji planet). Wykresy zmian liczb Wolfa (i stałej słonecznej) w latach 1700-1879 i 1880-2000 po upływie 179 lat są prawie przystające. Odstęp czasu między maksimami absolutnymi liczb Wolfa (1778, 1957) wynosi 179 lat. Jest to w przybliżeniu okresowość w sensie matematycznym $f(t+178,9)=f(t)$.



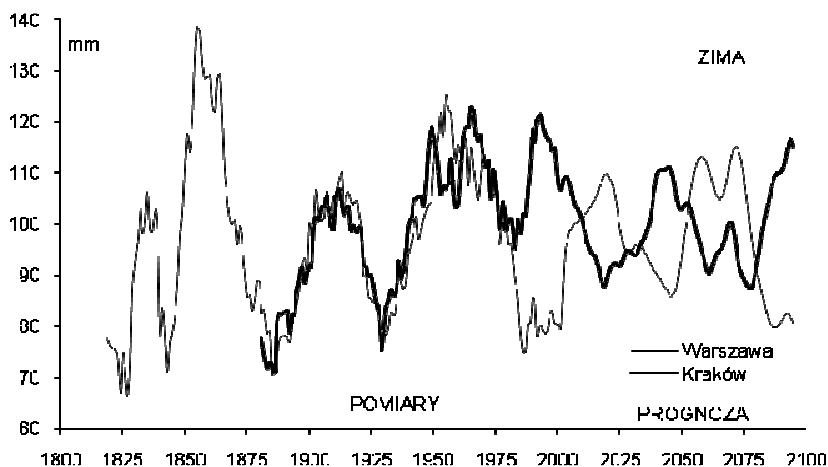
Rys. 3.2. Zmiany wskaźnika NAO w latach 1700-2100 według interferencji cykli (linia pogrubiona – wartości zmierzone)

Fig. 3.2. Changes of index NAO in the years 1700-2100 as per interferences of cycles (bold line – observed values)



Rys. 3.3. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie i Krakowie. Prognozy do roku 2075 (wg interferencji) – zima

Fig. 3.3. Changes of air temperature in Warsaw and Cracow. Forecast until 2075 (as per interferences) – Winter



Rys. 3.4. Zmiany zimowych sum opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie. Prognozy do roku 2075 (wg interferencji)

Fig. 3.4. Changes of Winter precipitation sums in Warsaw and Cracow. Forecast until 2075 (as per interferences)

Przebieg czasowy liczb Wolfa w latach 1700-2100 (maksima główne w latach 1778 i 1957) można otrzymać uwzględniając momenty mas 4- największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) – modulację momentów mas bliższych planet przez dalsze.

Można sądzić, że aktywność Słońca (stała słoneczna) jest kształtowana przez pola grawitacyjne tych planet.

Cykl około 180-letni jest obecny w najdłuższych seriach pomiarowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych.

Cykl 180-letni wielokrotnie powtarza się w ciągach chronologicznych paleotemperatury osadów jeziornych sprzed kilkunastu tysięcy lat.

Prognozę Oscylacji Północnego Atlantyku (*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.

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).

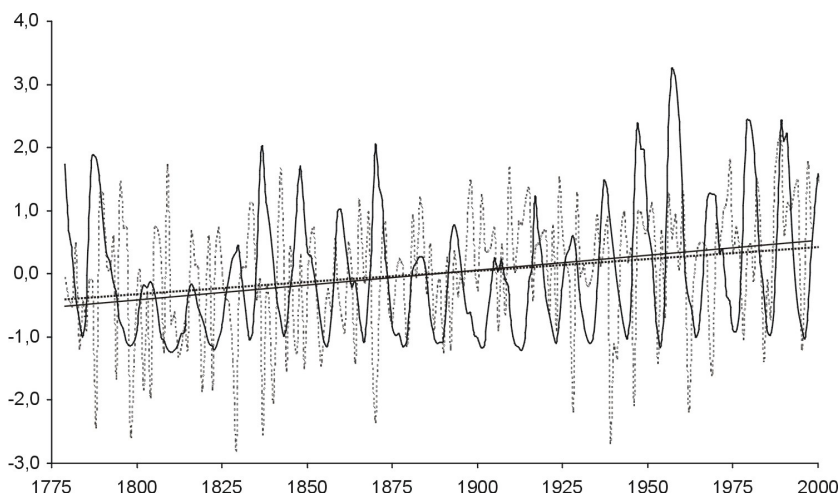
Najmroźniejsze zimy w Warszawie i Krakowie (średnie konsekwentne 11-letnie wartości temperatury około -4°C) wystąpią około roku 2050. Będą one nieco łagodniejsze niż na początku XIX wieku, ze względu na coraz większy udział czynników antropogenicznych. Natomiast lata chłodniejsze (średnie konsekwentne 11-letnie około $17,5-18,0^{\circ}\text{C}$) wystąpią wcześniej, w drugiej dekadzie XXI wieku.

Zimowe sumy opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie będą w pierwszej

połowie XXI wieku oscylować wokół średniej wiekowej. Natomiast letnie sumy opadów w Warszawie będą zbliżone do sumy średniej, a w Krakowie – znacznie większe.

Metody prognozowania sprawdzono też na przykładzie krótkiej, 30-letniej serii pomiarów w Zamościu z lat 1951-1980 (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1998). Ekstrapolowane wartości trendu czasowego – wypadkowej cykli: 3,25; 7,75; 12,6 lat – w latach 1981-1990 (poza przedział aproksymacji 1951-1980) są zbliżone do wyników pomiarów temperatury powietrza w dziesięcioleciu 1981-1990. Na uwagę zasługuje synchroniczność ekstremów 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: $W = 0,0037t - 6,956$, $T = 0,0047t - 8,940$ (rys. 3.5).



Rys.3.5. Zbliżone równania prostych regresji liczb Wolfa i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000 (standaryzowanych średnich rocznych wartości)

Fig. 3.5. Congenial regression lines for straights of Wolf numbers and air temperature in Warsaw in the years 1779-2000 (of the standardized annual average values)

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.

SUMMARY

The objective of the XVIII volume of the Atlas is to determine the periodicity and the trends of change in air temperature and precipitation in Poland in the time period of the 18th-20th centuries, together with the forecast for the 21st century. There are interesting diagrams of the temporal changes of solar activity and the North Atlantic Oscillation (NAO) indicator, with the forecasts reaching the year 2100. The forecasts were obtained on the basis of interpretations of the Wolf number and NAO indicator cycles, determined with the method of "regression sinusoids". The fluctuations of the air temperature during winter in Warsaw and in Cracow are closely correlated.

The essential purpose of the work reported is to identify the trends, the periodicity and the probabilities of some of the weather phenomena for the years 1966-2000. New research results dominate, obtained on the basis of the shorter measurement series, from the last 35 years, i.e. exactly 1966-2000. These time series concern the numbers of days with storms, the maximum daily precipitation totals, the frequencies of the daily precipitation totals of at least 10 mm, and the numbers of days with snow cover.

Side by side with the time diagrams, the trends of change (linear regression) and the spectra of the dangerous weather phenomena, the histograms are presented, related to the histograms from the normal distribution. An essential practical significance ought to be attached to the comparison of the empirical cumulative distribution functions with the theoretical ones (for the normal distribution). The probability distributions of the numbers of storms, maximum daily precipitation totals, frequency of the daily precipitation totals of at least 10 mm and of the numbers of days with snow cover are as a rule similar to the normal (Gaussian) probability distribution (this observation applying in a particular manner to the annual mean values). It is possible to determine the probability of appearance of the weather phenomena mentioned beyond the threshold values (within the interval of the standardised values (-4, +4) on the horizontal axis) on the basis of the provided diagrams of the cumulative density functions of the normal distribution (given the mean value and the standard deviation).

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz XVIII, Groźne zjawiska pogodowe w Polsce, Warszawa 2004 (przedruk rozdziałów: III bez zmian i skrócony przedruk IV pod zmienionym tytułem)

IV. ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODOWYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA

Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA,
Katarzyna GRABOWSKA, Jolanta WAWER,
Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK

Aktywność burzowa w Polsce w latach 1951-2000

Celem badań jest określenie zmienności w czasie i w przestrzeni burz w Polsce – ich cykliczności i tendencji zmian. Wykazano też zależność liczby dni z burzą od aktywności Słońca, typów cyrkulacji, ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza. Ważnym zagadnieniem są prognozy zmian aktywności burzowej do 2025 roku.

Problemy te rozwiązano na przykładzie danych z 20 stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie z lat 1951-1990.

Tendencje burz w Polsce (współczynniki a) określone są równaniami prostych regresji:

$$Lb = a_0 + at$$

Tendencje dni z burzą są ujemne ($a < 0$) w 13 regionach (na Pobrzeżu Szczecińskim, Pobrzeżu Słowińskim, Pobrzeżu Gdańskim, Pojezierzu Pomorskim, Pojezierzu Mazurskim: Olsztyn i Suwałki, w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej, na Wzniesieniach Zielonogórskich, Nizinie Mazowieckiej, Wyżynie Wieluńskiej, Pogórzu Podkarpackim: Przemyśl, w Karkonoszach i Tatrach), a w 7 – dodatnie – $a > 0$ (na Nizinie Podlaskiej, Pojezierzu Wielkopolskim, Polesiu Podlaskim, w Górach Świętokrzyskich, na Nizinie Śląskiej, Pogórzu Podkarpackim: Kraków oraz Wyżynie Lubelskiej).

Największy spadek liczby dni z burzą występuje w wysokich górach: Karkonoszach i Tatrach, wynosi on odpowiednio na Śnieżce -8,2 dni z burzą, a na Kasprowym Wierchu -8,12 dni burzowych w ciągu 40 lat.

Dużym spadkiem (od -6 do -8 dni) liczby dni z burzą w badanym 40-leciu szczególnie wyróżniają się obszary górskie i zachodnie regiony Polski, a mały spadek liczby dni z burzą (od -0,2 do -1 dnia) charakteryzuje północno- i południowo-wschodnią oraz środkową część Polski.

Największy wzrost liczby dni z burzą, sięgający powyżej 6 dni w ciągu 40 lat, wystąpił w Górach Świętokrzyskich (6,6 dni z burzą na 40 lat) oraz na Nizinie Śląskiej (6,32 dni burzowych podczas 40 lat).

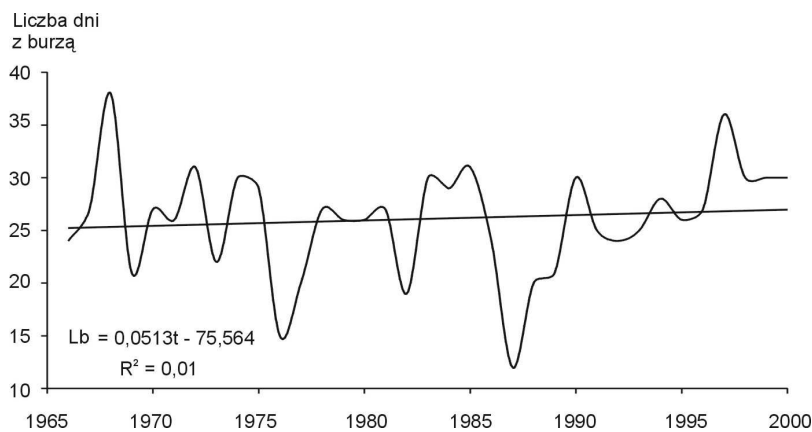
W siedmiu miejscowościach (Poznań, Wrocław, Kielce, Kraków, Białystok, Terespol i Zamość) o znacznej tendencji rosnącej dni z burzą w badanych latach 1951-1990 (wschodnia, środkowa i południowa część Polski, oprócz terenów wysokogórskich w Tatrach i Sudetach) zagrożenie stratami spowodowanymi przez burze (a zwłaszcza przez towarzyszące im pioruny, silny wiatr i gradobicie) jest duże. Ten wzrost aktywności burzowej można tłumaczyć wpływem czynników naturalnych – silniejszym oddziaływaniem kontynentalnych mas powietrza na tych terenach (wschodnia i południowo-wschodnia Polska), czyli zwiększeniem liczby burz wewnątrzmasowych. W przypadku dużych miast w zachodniej i po-

łudniowej Polsce (Wrocław, Poznań, Kraków) zwiększonej liczbie dni burzowych (raczej wewnątrzmasowych niż frontalnych) sprzyja silnie rozwinięta konwekcja nad rozgrzаныmi, betonowymi powierzchniami budynków i ulic oraz intensywny rozwój aglomeracji miejskiej emitującej sztuczne ciepło do atmosfery, czyli wpływ czynników antropogenicznych i jednocześnie naturalnych (położenie fizycznogeograficzne tych miast w sąsiedztwie obszarów będących dodatkowym źródłem pary wodnej – rzek, bagien i jezior).

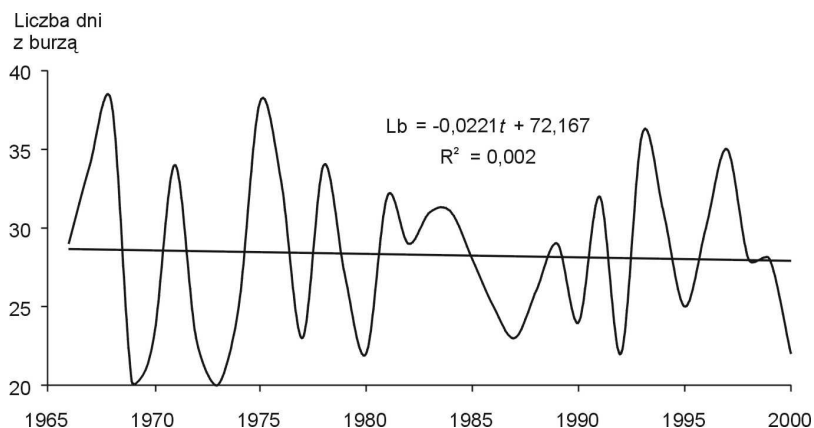
Stwierdzono także niewielki spadek liczby dni z burzą w Warszawie w sezonie późnowiosennym i letnim (-4 dni/40 lat). Jest on związany z dość znacznym spadkiem udziału cyrkulacji zachodniej (-8,13 dni/30 lat) i dużym wzrostem cyrkulacji wschodniej (10,47 dni/30 lat) w ogólnej cyrkulacji atmosferycznej. Zmniejszona liczba dni z burzą występuje przy większym ciśnieniu atmosferycznym w okresie późnowiosennym oraz mniejszym w miesiącach letnich. W 30-leciu 1951-1980 średnia temperatura powietrza w Warszawie wykazuje bardzo małą tendencję spadkową, ale już w latach 1966-1995 jest ona dodatnia.

Temperatura maksymalna w późniejszym 30-leciu również charakteryzuje się tendencją wzrostową. W przypadku Warszawy, tj. wielkiej aglomeracji miejskiej, zaobserwowano jednak niewielki spadek aktywności burzowej w badanym 40-leciu. Miejska wyspa ciepła (antropogeniczny wzrost temperatury powietrza) i mniejsza wilgotność powietrza w Warszawie są prawdopodobnie przyczyną tego spadku. Ponadto z prognoz na lata 1991-2025 potwierdzonych przez obserwacje wynika, że w latach 90. nastąpił wzrost liczby dni z burzą, do wartości zbliżonej do przeciętnej w Warszawie.

Przebiegi czasowe liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 w roku wraz z równaniami prostych regresji przedstawiono na rysunkach 4.1-4.2.



Rysunek 4.1. Tendencje liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.1. The tendency of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.2. Tendencje liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.2. The tendency of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year

Zmiany roczne liczby dni z burzą

Liczbę burz w Polsce w latach wcześniejszych 1946-1955, także w odniesieniu do obszaru Europy, przedstawiono we wcześniejszych publikacjach (Stopa, 1962, 1965).

Wzrost aktywności burzowej rozpoczyna się od kwietnia, o średniej liczbie dni z burzą wynoszącej: w Kołobrzegu – 0,8, Warszawie – 1,6 i na Kasprowym Wierchu – 1,7. Najwięcej dni burzowych w 11 miejscowościach wystąpiło w czerwcu (np. Kasprowy Wierch – 8,8), na 9 stacjach – w lipcu (np. Kołobrzeg – 4,3 i Warszawa – 6,0), a najmniej w grudniu i styczniu. We wszystkich miejscowościach od września występuje spadek liczby dni z burzą: Kołobrzeg (2,1), Warszawa (1,8) i Kasprowy Wierch (2,4).

W Polsce na ogół przeważają burze późnowiosenne, letnie i wczesnojesienne. Natomiast burze zimowe i późnojesienne są zjawiskiem sporadycznym. Najwięcej dni burzowych wystąpiło więc latem (65%), mniej na wiosnę (25%) i jesienią (9%). Zimą burze obserwowano bardzo rzadko (1%).

Cechą charakterystyczną przestrzennego rozkładu dni z burzą, występującą w 20 miejscowościach, jest stopniowy wzrost liczby dni z burzą z północy na południe Polski. Średnia liczba dni z burzą jest najmniejsza na wybrzeżu Polski: w Gdańsku (15,4 dni) i w Kołobrzegu (19,0). W pasie nizin wynosi ona poniżej 25 dni (np. Poznań – 21,0 dni, Białystok – 24,2). Wyjątek stanowi obszar Niziny Mazowieckiej (Warszawa – 26,1 dni), gdzie średnia liczba dni burzowych zbliżona jest do liczby dni charakterystycznej dla terenów wyżynnych (Kielce – 25,8 dni, Kraków – 26,9 dni i Zamość – 29,4 dni). W Karpatach i na Pogórzu Karpackim średnia liczba dni z burzą wynosi ponad 30: na Kasprowym Wierchu – 34,4, a w Przemyślu – 31,1 dni.

Maksymalna liczba dni z burzą w roku w Polsce waha się od 26 w Gdańsku aż do 55 na Kasprowym Wierchu. Powyżej 35 dni z burzą występuje w środkowej, wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Natomiast najmniejsza liczba dni z burzą występuje wokół Zatoki Szczecińskiej (Szczecin – 30 dni) i Zatoki Gdańskiej (Gdańsk – 26 dni).

Mała liczba dni z burzą występuje również na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań – 31 dni) i we wschodniej części Niziny Śląskiej (Wrocław – 31 dni), czyli w zachodniej Polsce, charakteryzującej się większymi wpływami klimatu oceanicznego.

Zwiększenie częstości występowania dni burzowych z północy na południe Polski związane jest przede wszystkim ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Ponadto niższa temperatura i mniejsza wilgotność powietrza w wyższych szerokościach geograficznych nie sprzyjają powstawaniu burz – podobnie jest w całej Europie.

Najdłuższy okres występowania dni z burzą wynosi 336 dni z Warszawy (1975 r.), najkrótszy zaś trwa 61 dni w Kołobrzegu (1959 r.).

Pierwsze burze wiosenne najwcześniej pojawiają się w marcu, a najpóźniej w początkach maja. Średnia data początku wzmożonej aktywności burzowej na badanym obszarze waha się między 1 kwietnia (Kraków, Warszawa i Zielona Góra) a 26 kwietnia (Terespol). Średni początek działalności burzowej w Polsce przypada na 13 kwietnia (na podstawie danych z 20 stacji meteorologicznych).

Ostatnie dni z burzą najwcześniej występują po 24 lipca, a najpóźniej – 31 grudnia. W Polsce średnia data końca okresu burzowego przypada na 30 września. Jednak w różnych regionach kraju zakres wahań obejmuje miesiąc, od 19 września w Terespolu do 19 października w Kołobrzegu. Na zachodnich krańcach Polski i w górach oraz na Nizinie Mazowieckiej wzmożona aktywność burzowa kończy się średnio w październiku. Na pozostałym terenie im dalej na wschód, tym wcześniej kończy się okres aktywności burzowej (we wrześniu).

Prawdopodobnie ma to związek z typami występujących burz: frontalnymi i wewnątrzmasowymi. W klimacie umiarkowanym przejściowym, o dominującym wpływie mas powietrza kontynentalnego, przeważają burze lokalne – wewnątrzmasowe związane z wysoką temperaturą i dużą wilgotnością powietrza (tak właśnie jest we wschodniej Polsce). Z kolei zachodnia część Polski, znajdująca się pod większym wpływem mas powietrza oceanicznego, charakteryzuje się dużą frekwencją burz frontalnych. Powstają one na froncie chłodnym i zokludowanym, które przynoszą ze sobą nize, wędrujące nad Morzem Bałtyckim i Półwyspem Skandynawskim (więcej frontów przechodzi nad zachodnią niż wschodnią częścią Polski).

Równocześnie na wybrzeżu przesunięcie okresu aktywności burzowej na jesień (połowa października) może wynikać z akumulacji ciepła przez powierzchnię Ziemi w ciągu lata (energii słonecznej) – przez morze i oddawaniu go atmosferze z pewnym opóźnieniem (jesienią). Jest to zgodne z mechanizmem powstawania burz termicznych, które potrzebują dostawy ciepła i pary wodnej z atmosfery, a pośrednio z nagrzanej powierzchni lądu lub wody.

W latach 1951-1990 największa aktywność burzowa wystąpiła w okresie od 1955 do 1968 roku w większości miejscowości (prócz siedmiu, położonych w południowej i wschodniej Polsce). Wyodrębniono lata o bardzo dużej i bardzo małej frekwencji dni burzowych. Latami bardzo burzowymi były: 1955, 1961, 1963, 1968 i 1972. Do lat o bardzo małej liczbie dni z burzą zaliczono: 1953, 1973 i 1976 r.

Zmiany cykliczne liczby dni z burzą (widma)

Innym rozwiązaniem problemu jest określenie cykliczności dni z burzą w latach 1951-1990 na podstawie kolejnych maksimów obecnych w seriach codziennych obserwacji i kolejnych lat.

Na terenie Polski dominują krótkie okresy codziennie występujących burz. Wyznaczono je z odstępów czasu między kolejnymi dniami o maksymalnej liczbie burz. Okresy 2-3 dniowe, 4-5-dniowe i powyżej 6 dni są uwarunkowane cyrkulacją atmosferyczną.

W Polsce w sezonie burzowym (wiosna-jesień) zaznaczają się krótkie odstępy czasu między kolejnymi maksimami: od dwu do jedenastu lat. Najdłuższe cykle: 11-, 10-, 9-letnie występują jesienią (Gdańsk i Warszawa). Maksima liczby dni z burzą powtarzają się najczęściej co 2, 3 lub 4 lata (sporadycznie – co 11 lat). Najdłuższym cyklem w 4 miejscowościach był cykl czteroletni (Kasprowy Wierch, Zamość, Białystok i Zielona Góra), a w 12 – pięcioletni. W Olsztynie i Wrocławiu najdłuższy cykl wynosi 6 lat, w Krakowie – 8 lat, a w Toruniu – 9 lat.

W badanym 40-leciu wykryto okresy dni z burzą (tzw. ciągi dni burzowych). Najkrótszy trwał 2 dni (występował we wszystkich miejscowościach), a najdłuższy 11 dni – w Tatrach, na Kasprowym Wierchu (31 maja – 10 czerwca 1960 r.).

We wszystkich badanych miejscowościach wystąpiły co najmniej 5-dniowe ciągi dni burzowych. Okresy te były najdłuższe na wybrzeżu Polski (Szczecin, Kołobrzeg, Gdańsk), na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań), na Nizinie Śląskiej (Wrocław) i Mazowieckiej (Warszawa) oraz przy wschodniej granicy Polski (Terespol). Najdłuższe ciągi dni burzowych stanowią od 0,6% do 3,3% ogólnej liczby dni burzowych, jaka wystąpiła w całej Polsce.

Najkrótsze ciągi burzowe występują najczęściej. Najwięcej, bo ponad 50% ogólnej liczby dni z burzą, stanowią pojedyncze dni burzowe (oprócz Kasprowego Wierchu – 37,3%, Przemyśla – 49,2% i Zamościa – 48,4%). Natomiast w Gdańsku, Kołobrzegu, Olsztynie, Poznaniu, Szczecinie i Wrocławiu pojedyncze dni burzowe stanowią ponad 60%. Na wszystkich stacjach 2-dniowe ciągi osiągały 20-30% dni burzowych ogółem.

Kilkudniowe (5-11) okresy występowania dni z burzami zdarzają się bardzo rzadko (na 40 lat – zaledwie kilkanaście razy). Świadczy to, że warunki synoptyczne sprzyjające ich powstawaniu nie trwają długo – 1 lub 2 dni. Wynika to z dużej dynamiki zmian cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach geograficznych – o przejściowym klimacie.

Większą wartość poznawczą mają okresy liczby dni z burzą wyznaczone metodą „sinusoid regresji”:

$$y = a_0 + b \sin(2\pi t / \theta + c),$$

gdzie: θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, t – czas.

Zmieniając okres sinusoidy θ w paśmie 2,1-35 lat – co 0,1 roku, otrzymano ciągi wartości wariancji resztkowej ε^2 – tzw. widma. Minima lokalne wariancji resztkowej ε^2 – to okresy θ , wykryte w seriach liczby dni z burzą.

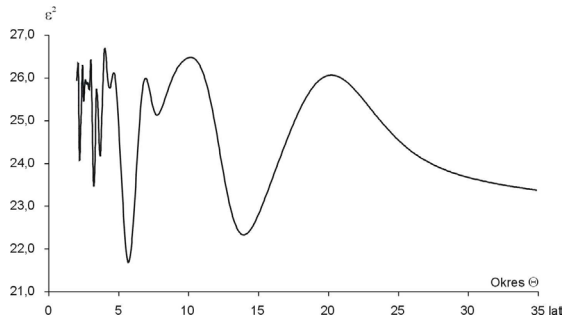
Widma liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 w roku przedstawiono na rysunkach 4.3-4.4.

Okresy θ , amplitudy b , przesunięcia fazowe c , wariancje resztkowe ε^2 i współczynniki korelacji R w przypadku roku zestawiono w tabeli 4.1.

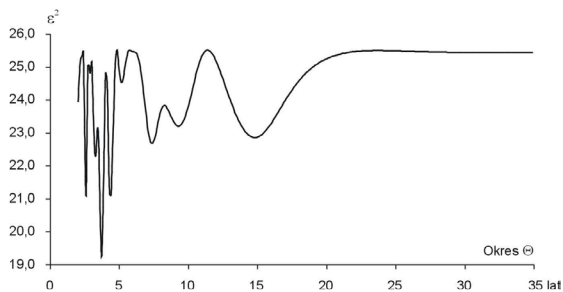
Tabela 4.1. Cykle liczby dni z burzą w Warszawie i w Krakowie w latach 1966-2000 – rok (θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

Table 4.1. The cycles of the numbers of days with storm in Warsaw and in Cracow in years 1966-2000 – year (θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Warszawa					Kraków				
θ	b	c	ε^2	R	θ	b	c	ε^2	R
2,2	2,609	-1,6485	24,109	0,312	2,6	2,894	2,5290	21,182	0,412
2,5	1,417	0,7716	25,458	0,217	2,9	1,055	-0,2110	24,810	0,167
2,7	0,973	-1,3391	25,848	0,180	3,3	2,514	-0,7930	22,297	0,355
2,9	1,191	2,8528	25,745	0,190	3,7	2,941	-3,0620	19,265	0,495
3,2	1,913	1,3008	23,500	0,347	4,4	1,968	1,9070	21,125	0,415
3,7	1,565	-2,6589	24,190	0,307	5,2	0,609	0,5630	24,545	0,195
4,4	1,552	1,2952	25,775	0,187	7,4	1,911	1,8380	22,693	0,333
5,7	3,453	0,4498	21,688	0,434	9,3	1,709	-1,0170	23,211	0,301
7,7	1,886	-2,2135	25,135	0,243	14,8	1,739	2,9330	22,862	0,323
13,9	3,021	-2,6941	22,334	0,405	31,8	0,531	1,6180	25,446	0,053



Rysunek 4.3. Widmo liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.3. Spectrum of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.4. Widmo liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.4. Spectrum of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year

Zależność dni z burzą od typów cyrkulacji atmosferycznej

Badano również zmiany aktywności burzowej w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. Wybrano klasyfikację typów cyrkulacji atmosferycznej według B. Osuchowskiej-Klein (1978 i 1991). Pod uwagę wzięto tylko sezon burzowy (od maja do sierpnia).

W latach 1951-1990 w maju powstawaniu burz sprzyjają typy cyrkulacji cyklonalnej: północno-wschodniej i wschodniej E_0 (NE_C i E_C) oraz południowo-wschodniej F (SE_C), typ cyrkulacji antycyklonalnej północno-wschodniej E (NE_A) i typ nieokreślony X . Natomiast występowaniu dni burzowych nie sprzyjają: typ cyklonalny zachodni A (W_C), typy antycyklonalne południowy i południowo-zachodni D_2C (S_A i SW_A) i centralny antycyklonalny G (C_A – centrum wysokiego ciśnienia nad Polską) oraz typ południowy BE (SC/A – pośredni między cyklonalnym i antycyklonalnym).

W czerwcu, lipcu i sierpniu burzom sprzyjają typy: północno-wschodni i wschodni cyklonalny E_0 (NE_C i E_C), północno-zachodni cyklonalny CB (NW_C) oraz północno-wschodni antycyklonalny E (NE_A), zachodni antycyklonalny C_2D (W_A) i typ nieokreślony X . W czerwcu nie sprzyjają typy cyrkulacji: południowy cyklonalny B (S_C), południowy i południowo-zachodni antycyklonalny D_2C (S_A i SW_A), północno-zachodni antycyklonalny E_2C (NW_A), centralny antycyklonalny G (C_A) oraz południowy BE (SC/A).

Oprócz wymienionych typów cyrkulacji w lipcu i sierpniu niesprzyjający jeszcze jest typ południowo-wschodni cyklonalny F (SE_C), a ponadto w lipcu – typ zachodni cyklonalny A (W_C). Częściej (około 25% ogólnej liczby dni burzowych) burze pojawiały się także podczas nieokreślonej sytuacji synoptycznej (X).

Najwięcej jest burz spowodowanych warunkami synoptycznymi, jakie powstały pod wpływem północno-wschodniej i wschodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ E_0) oraz północno-zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ CB). Wtedy częstość występowania dni burzowych związana jest z przechodzeniem frontu chłodnego (burze frontalne) oraz frontu zokludowanego o charakterze chłodnym, podczas wędrówki nizu nad środkową lub północną Europą. Rzadko powstawały przy tym charakterze cyrkulacji burze wewnątrzmasowe. Natomiast, gdy masy powietrza przemieszczają się pod wpływem cyrkulacji północno-wschodniej antycyklonalnej (typ E), pojawiają się burze wewnątrzmasowe (lokalne – termiczne) występujące często w środkowych, południowych i wschodnich regionach Polski, znajdujących się pod większym wpływem mas powietrza polarnego kontynentalnego.

W analizowanych 21 dniach (w Warszawie i na Kasprowym Wierchu) najczęściej występowały burze wewnątrzmasowe, a rzadziej – w ciągu 6 dni – frontalne. Powstawaniu burz sprzyjały masy powietrza polarnego morskiego starego oraz północno-wschodnia cyrkulacja antycyklonalna. Ponadto na szczególnie zwiększoną działalność burzową miały wpływ także warunki regionalne i lokalne (zwiększona powierzchnia czynna w górach sprzyja wymianie ciepła i pary wodnej drogą silnej konwekcji). Burze przeważnie występowały po południu (między godziną 13 i 19 – 10 dni z burzą), a najrzadziej nocą i nad ranem (między godziną 0 i 7 – 2 dni z burzą). Najbardziej sprzyjające warunki do powstania burz panują więc w godzinach popołudniowych i wieczornych, a najmniej – w godzinach nocnych i porannych. Potwierdzają to również wartości elementów meteorologicznych, gdyż najlepsze dla burz warunki termiczno-wilgotnościowe panowały po południu (największe wypromienianie ciepła z podłoża, wzrost wilgotności powietrza i spadek ciśnienia atmosferycznego).

Prawdopodobieństwo występowania burz w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie histogramów (rys. 4.5-4.6) i dystrybuant empirycznych (rys. 4.7-4.8) średniej rocznej liczby dni z burzą z gęstością prawdopodobieństwa $f(x)$ i dystrybuantą $F(x)$ rozkładu normalnego:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} \cdot e^{-\frac{1}{2} \frac{(x-m)^2}{\sigma^2}}$$

$$F(x_0) = \int_{-\infty}^{x_0} f(x) dx$$

gdzie: m, σ – to wartości średnie i odchylenie standardowe w populacji. Estymatorami parametrów m, σ są średnie arytmetyczne i odchylenie standardowe s – obliczone na podstawie $n=35$ wyników obserwacji:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum x_i, \quad s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad s^2 - \text{wariancja zmiennej } x.$$

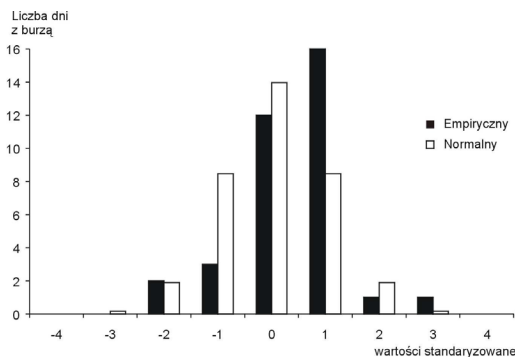
W porównaniach histogramów i dystrybuant empirycznych z rozkładem teoretycznym (normalnym) przyjęto zmienną standaryzowaną $t = \frac{x - \bar{x}}{s}$ w przedziale $(-4, 4)$.

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} t^2} \quad F(t_0) = \int_{-\infty}^{t_0} f(t) dt$$

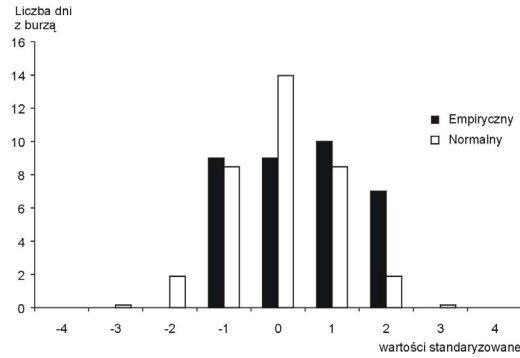
Na przykład prawdopodobieństwo wystąpienia liczby dni z burzą powyżej x_0 :

$$P(x > x_0) = P(t > t_0) \text{ jest równe } 1 - F(t_0), \text{ gdzie } t_0 = \frac{x_0 - \bar{x}}{s}.$$

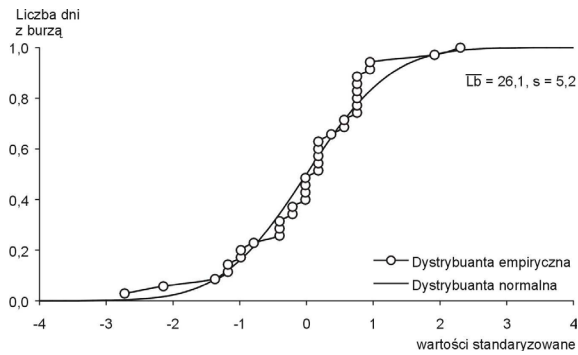
Z wykresów wynika, że liczba dni z burzą w ciągu roku ma rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do rozkładu normalnego. Świadczą o tym zarówno histogramy, jak też wykresy dystrybuant.



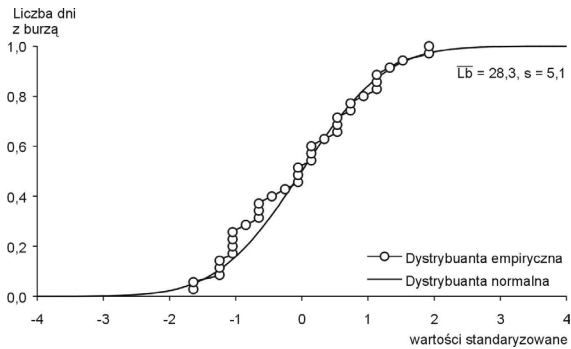
Rysunek 4.5. Histogramy liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.5. The histograms of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.6. Histogramy liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.6. The histograms of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.7. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.7. Probability of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.8. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.8. Probability of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year

Maksymalne dobowe sumy opadów atmosferycznych i częstość opadów ≥ 10 mm w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Opady są zwykle wywołane przez fronty atmosferyczne przemieszczające się znad Oceanu Atlantyckiego nad Polskę. Duże natężenie deszczów występuje przeważnie podczas burz frontalnych i przy silnej konwekcji wilgotnego powietrza. Opady atmosferyczne w Polsce w latach 1951-1980 scharakteryzowano, podając przebiegi roczne miesięcznych sum i liczby dni z opadem. Sumy miesięczne opadów wahają się od 32 do 104 mm, a suma roczna wynosi 634 mm. Liczba dni z opadem w ciągu roku zmienia się od 11 do 16, a suma roczna wynosi 160.

Opady pochodzenia konwekcyjnego (burzowego) powodują, iż miesięczne sumy są większe w porze letniej niż zimowej. Zimowe minimum opadu występuje przy największym zachmurzeniu nieba i wilgotności względnej powietrza oraz nieco większej liczbie dni z opadem. W chłodnej porze roku natężenie opadów jest małe wskutek małej zawartości pary wodnej w atmosferze. Przewaga sum opadów letnich nad zimowymi świadczy o przewadze cech kontynentalnych klimatu Polski.

Najistotniejszą cechą przestrzennego rozkładu rocznych sum opadów atmosferycznych na terenie Polski w latach 1951-1980 jest jego strefowość. Pas nizin Polski – cała Kraina Wielkich Dolin – otrzymuje rocznie poniżej 600 mm opadów, a więc mniej od normy przeciętnej sumy rocznej opadów w Polsce. Szczególnie małe sumy opadów występują w środkowej Polsce (około 500 mm). Na północy kraju opady są większe i w części północnej Pojezierza Pomorskiego przekraczają 650 mm. Najwyższe sumy opadów w tym rejonie nie osiągają jednak 700 mm. Również na obszarze Wzniesień Elbląskich roczna suma opadów przekracza 650 mm.

Na południe od pasa nizin środkowopolskich opady wzrastają wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Wyżyna Małopolska i Lubelska otrzymują średnio ponad 550 mm wody opadowej, a bardziej wyniesione pasmo Gór Świętokrzyskich powyżej 650 mm.

Dalej na południe, w kierunku Karpat, sumy opadów szybko rosną i w partiach szczytowych Tatr dochodzą do 1600-1700 mm. W Sudetach sumy opadów są nawet wyższe niż na tych samych wysokościach w Karpatach, dochodząc do 1200-1300 mm. Pogórze Sudeckie otrzymuje natomiast mniej opadów, gdyż stosunkowo łagodnie przechodzi w Nizinę Śląską, w przeciwieństwie do Pogórza Karpackiego o ostro zarysowanym profilu.

Miesiącem o najwyższych sumach opadów jest przeważnie lipiec, miejscami sierpień, w górach czasem czerwiec. Średnie sumy opadów w tych miesiącach wahają się około 70-120 mm na nizinach, a w górach osiągają 150-240 mm. Najuboższy w opady jest przełom zimy i wiosny, kiedy to nawet w wysokich partiach gór miesięczne sumy opadów nieznacznie tylko przekraczają 100 mm, natomiast na nizinach są najczęściej rzędu 20-30 mm.

W ostatnim 30-leciu 1971-2000 suma roczna opadów atmosferycznych w pasie nizin Polski zmniejszyła się poniżej 550 mm.

Zmalała też liczba dni z opadem atmosferycznym – zwłaszcza w pasie nizin do poniżej 100.

Maksymalne sumy dobowe przekraczają często średnie sumy miesięczne. W Warszawie zanotowane dotychczas maksimum dobowe wynosi 87 mm. Największe sumy dobo-

we opadów występują na stokach gór przy adwekcji wilgotnego powietrza z północy – od strony dowieznej. W takim przypadku zmierzono 30 czerwca 1973 r. na Hali Gąsienicowej największy opad 300 mm. Sumy dobowe, jakie zanotowano podczas katastrofalnych deszczów w lipcu 1934 roku, stały się maksimami bezwzględными, osiągając w Zakopanem 174 mm, na Hali Gąsienicowej 253 mm i w Witowie 285 mm.

Maksymalne dobowe sumy opadów atmosferycznych (P_{\max} , mm) w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 przedstawiono na wykresach: przebiegi czasowe wraz z równaniami prostych regresji – rys. 4.9-4.10, widma – rys. 4.11-4.12, histogramy – rys. 4.13-4.14 i rozkłady prawdopodobieństwa – rys. 4.15-4.16.

Ponadto scharakteryzowano liczbę dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000: przebiegi czasowe i proste regresji – rys. 4.17-4.18, widma – rys. 4.19-4.20, histogramy – rys. 4.21-4.22, rozkłady prawdopodobieństwa – rys. 4.23-4.24.

Okresy θ , amplitudy b , przesunięcia fazowe c , wariancje resztkowe ε^2 i współczynniki korelacji R w przypadku roku zestawiono w tabelach 4.2 i 4.3.

Tabela 4.2. Cykle maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie i w Krakowie w latach 1966-2000 – rok (θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

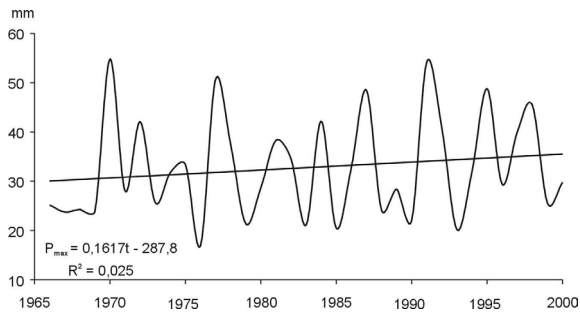
Table 4.2. The cycles of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw and in Cracow in years 1966-2000 – year (θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Warszawa					Kraków				
θ	b	c	ε^2	R	θ	b	c	ε^2	R
2,4	5,693	3,0410	89,857	0,403	2,4	9,169	1,9314	250,573	0,366
2,8	5,345	-0,9420	93,410	0,359	3,1	5,261	-0,2056	274,691	0,225
3,4	6,983	-2,1345	80,608	0,499	3,8	2,020	-0,7507	286,319	0,102
4,3	5,517	1,6338	98,573	0,285	4,1	1,893	-1,2076	286,337	0,101
5,3	4,243	2,6515	96,604	0,315	4,8	5,987	-1,9348	271,709	0,247
6,7	2,810	0,5874	98,975	0,278	5,9	5,686	-0,6364	274,582	0,226
8,5	1,806	2,6835	102,522	0,210	9,8	6,446	2,9609	259,360	0,322
11,8	1,001	1,3676	104,692	0,155	16,5	9,961	-0,2766	226,477	0,466
19,7	1,673	0,3588	103,366	0,191					

Tabela 4.3. Cykle liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie i w Krakowie w latach 1966-2000 – rok (θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

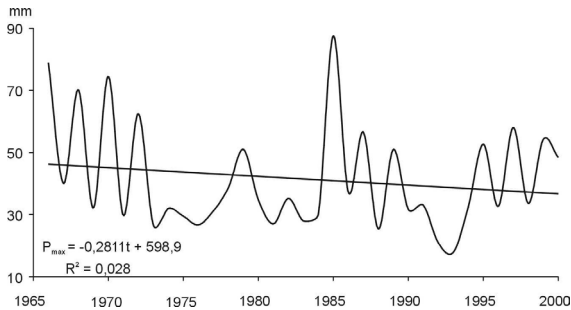
Table 4.3. The cycles of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw and in Cracow in years 1966-2000 – year (θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Warszawa					Kraków				
θ	b	c	ε^2	R	θ	b	c	ε^2	R
2,2	1,560	-0,9602	20,167	0,282	2,4	2,061	2,6832	19,970	0,275
2,4	1,429	2,1701	20,717	0,233	2,8	1,415	1,0391	20,119	0,262
2,7	1,826	-0,8877	19,270	0,347	3,2	1,116	0,7176	20,966	0,171
3,1	0,863	0,2623	20,328	0,269	3,7	1,139	-2,5390	20,793	0,193
3,5	3,012	2,2464	16,003	0,519	4,7	1,492	-2,0756	19,982	0,274
4,0	0,567	-1,3632	21,041	0,199	5,9	1,265	-0,9757	19,514	0,311
4,7	1,398	0,4928	20,075	0,289	7,1	1,571	2,6667	20,385	0,237
5,7	0,408	2,7659	21,106	0,192	10,2	3,178	2,5206	16,182	0,501
7,6	2,684	-1,8624	17,555	0,446	17,0	1,331	-1,4402	20,376	0,238
13,4	0,646	1,6049	21,200	0,180					



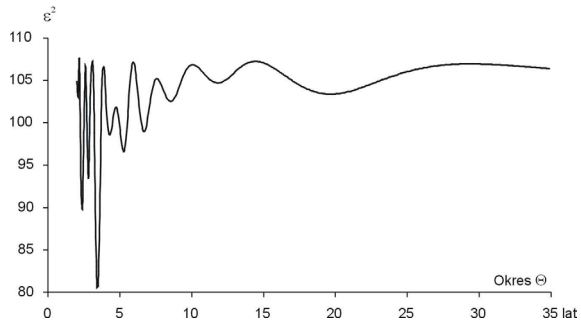
Rysunek 4.9. Tendencje maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.9. The tendency of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year

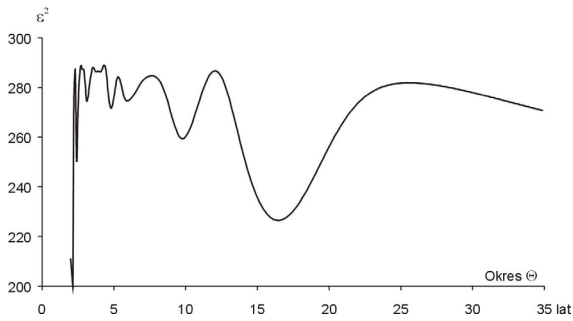


Rysunek 4.10. Tendencje maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

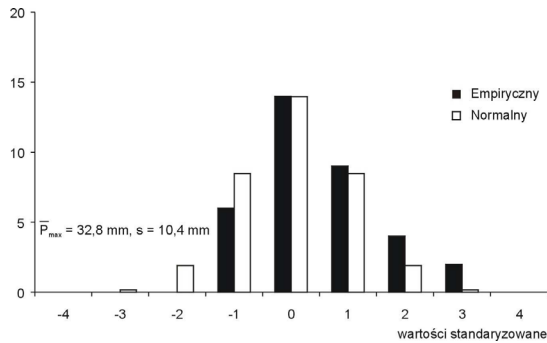
Figure 4.10. The tendency of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year



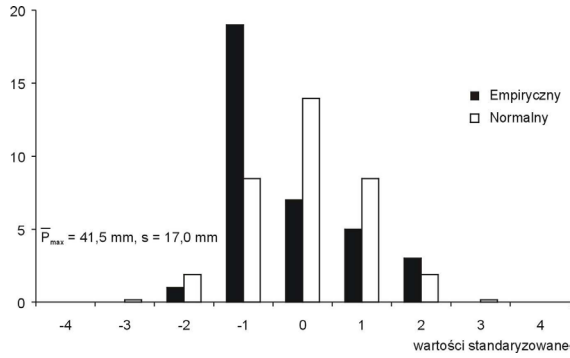
Rysunek 4.11. Widmo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.11. Spectrum of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.12. Widmo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.12. Spectrum of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year

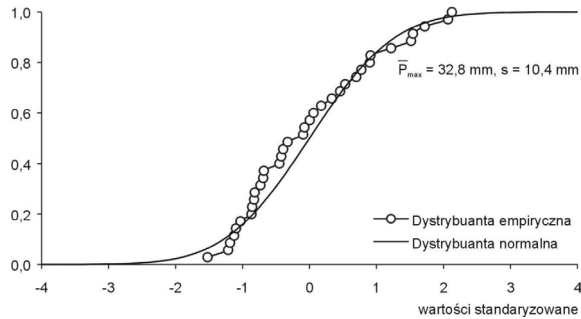


Rysunek 4.13. Histogramy maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.13. The histograms of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



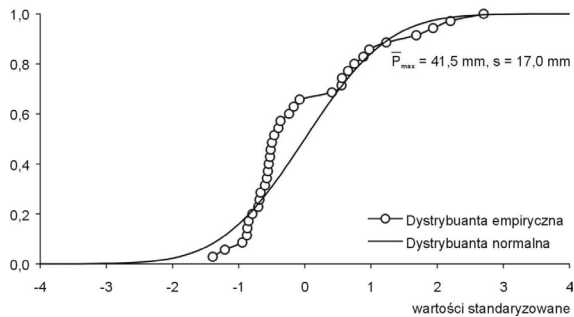
Rysunek 4.14. Histogramy maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.14. The histograms of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year



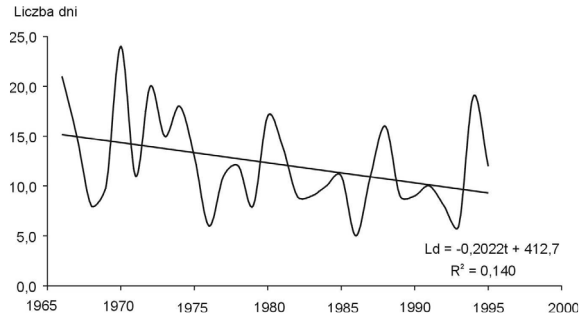
Rys.4.15. Prawdopodobieństwo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.15. Probability of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



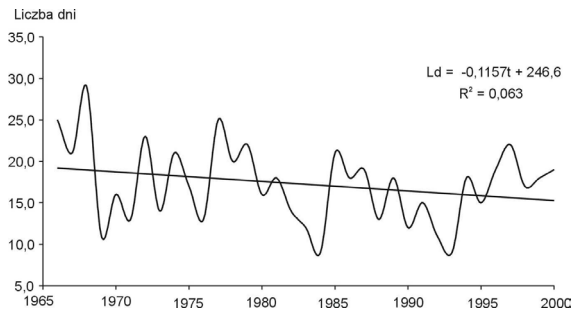
Rysunek 4.16. Prawdopodobieństwo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.16. Probability of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year



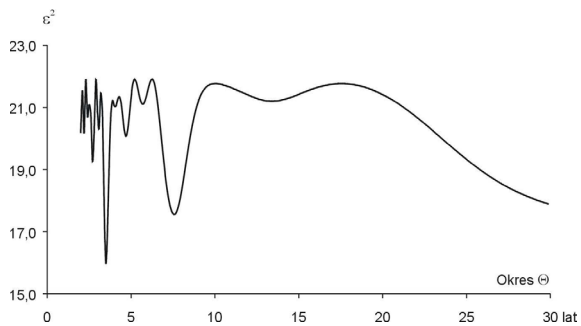
Rysunek 4.17. Tendencje liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Figure 4.17. The tendency of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year



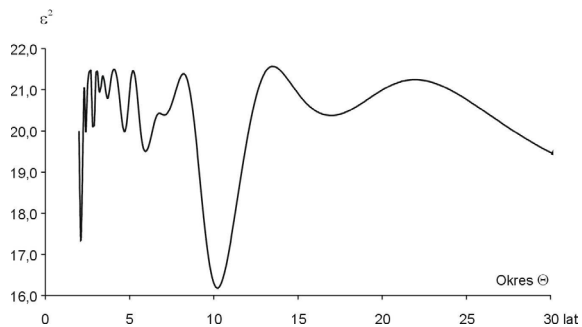
Rysunek 4.18. Tendencje liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.18. The tendency of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year



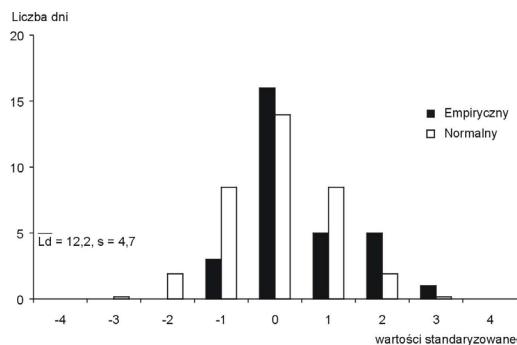
Rysunek 4.19. Widmo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Figure 4.19. Spectrum of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year



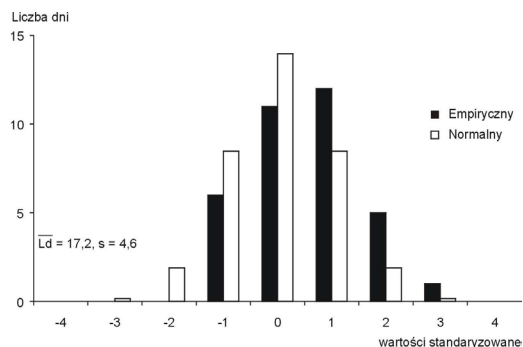
Rysunek 4.20. Widmo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.20. Spectrum of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year



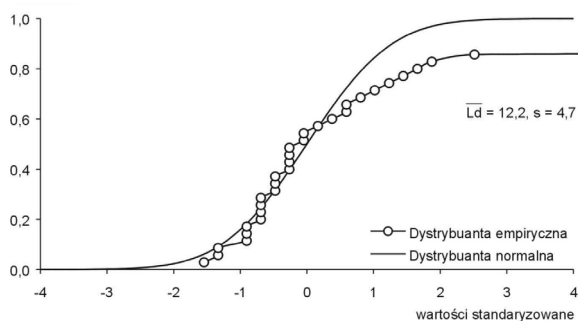
Rysunek 4.21. Histogramy liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Figure 4.21. The histograms of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year



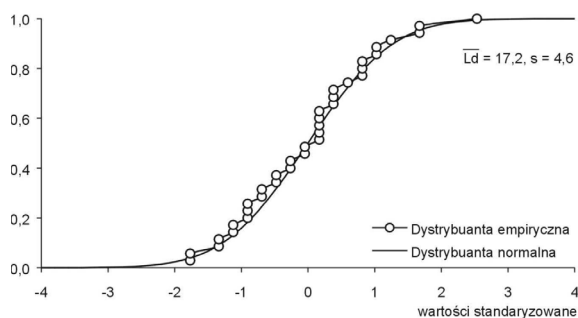
Rysunek 4.22. Histogramy liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.22. The histograms of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.23. Prawdopodobieństwo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Figure 4.23. Probability of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in years 1966-1995 – year



Rysunek 4.24. Prawdopodobieństwo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Figure 4.24. Probability of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year

Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

W naszej strefie klimatycznej pokrywa śnieżna jest zjawiskiem występującym okresowo w chłodnej połowie roku, najczęściej od listopada do marca. Przy czym jest elementem nieciągłym w czasie i przestrzeni głównie ze względu na dużą zmienność cyrkulacji atmosferycznej w sezonie zimowym.

Pokrywa śnieżna jest ważnym elementem klimatu i jednocześnie czynnikiem klimatotwórczym, kształtującym bilans energetyczny podłoża i przygruntowej warstwy powietrza. Pokrywa śnieżna jako powierzchnia czynna wyróżnia się dużym albedo, małym współczynnikiem przewodnictwa cieplnego i swoistymi warunkami radiacyjnymi (duże promieniowanie odbite, duża zdolność emisyjna śniegu).

Temperatura gruntu pokrytego śniegiem jest wyższa od temperatury powietrza, zatem pokrywa śnieżna stanowi doskonałą izolację dla podłoża. Własności termoizolacyjne śniegu mają duże znaczenie dla rolnictwa, zwłaszcza w wysiewie roślin ozimych, zapobiegając ich wymarzaniu.

Woda zmagazynowana w pokrywie śnieżnej jest ważnym składnikiem bilansu wodnego. Jej rola jest najważniejsza w fazie topnienia śniegu i odpływu roztopowego. Ilość zmagazynowanej wody uzupełnić może niedostatki opadów z innych pór roku i decyduje o wilgotności gleby. Zbyt gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej może być przyczyną powodzi.

Sama pokrywa śnieżna jest również ważnym elementem w transporcie i komunikacji (zakłócenia ruchu), jak i budownictwie (obciążenia konstrukcji budowlanych).

Obserwacje pokrywy śnieżnej w Europie rozpoczęły się w drugiej połowie XIX wieku, głównie w Wielkiej Brytanii, a w Polsce na przełomie XIX i XX wieku.

Najbardziej wszechstronne opracowania występowania pokrywy śnieżnej w Polsce pochodzą jednak z okresu po II wojnie światowej. Są to prace: W. Milaty (1950), K. Chomicza (1961, 1975, 1986), S. Paczosa (1982, 1985), J. Chrzanowskiego (1986, 1989). Szereg prac dotyczy opracowań pokrywy śnieżnej w skali regionalnej lub lokalnej; przykładowe prace: R. Madany (1950), B. Leśniakowa (1967), J. Trepińska (1973), M. Niedźwiecki (1998) i inni.

W jednej z pierwszych prac W. Milata (1950) podaje średnią liczbę dni z pokrywą śnieżną w sezonie zimowym z okresu 1900-1914 oraz rozważa czynniki (warunki meteorologiczne, położenie geograficzne, czynniki regionalne) wpływające na trwałość pokrywy śnieżnej.

Klasyfikacji śniegu i metodom badań nad szatą i pokrywą śnieżną w Polsce poświęcona jest praca K. Chomicza z 1962 r. Inne prace tego autora (1975, 1986) dotyczą wszechstronnego opracowania pokrywy śnieżnej w Polsce. Autor analizuje zarówno liczbę dni, jak i grubość pokrywy śnieżnej w miesiącach i dekadach.

Podobnych zagadnień dotyczy publikacja J. Chrzanowskiego (1986). Autor przedstawił opracowanie pokrywy śnieżnej i dokonał próby jej regionalizacji na podstawie zim z okresu 1950-1980 z 42 stacji polskich.

Autorem dwóch ważnych opracowań dotyczących tematyki zim (w okresie 1950-1975) i pokrywy śnieżnej (w okresie 1950-1980) w Polsce jest S. Paczos (1982, 1985).

W pracach tych zostały przedstawione podstawowe charakterystyki pokrywy śnieżnej, a więc: liczba dni z pokrywą śnieżną, daty pierwszej i ostatniej pokrywy, a także scharakteryzowano różne typy rocznego przebiegu grubości pokrywy śnieżnej. S. Paczos przeanalizował również zimy w Polsce i dokonał klasyfikacji ich śnieżności. W pracy tego autora z 1982 r. była badana także zależność występowania pokrywy śnieżnej od typów cyrkulacji.

J. Chrzanowski (1986) w opracowaniu poświęconym pokrywie śnieżnej w Polsce przedstawił klasyfikację pokrywy śnieżnej ze względu na jej grubość oraz dokonał regionalizacji, opierając się na subiektywnej analizie przebiegu rozkładu poszczególnych cech występowania pokrywy śnieżnej.

Szereg opracowań w literaturze polskiej dotyczy pokrywy śnieżnej w ujęciu regionalnym lub lokalnym.

Wymienić tu należy prace dotyczące Karpat: R. Madanego (1961) o opadach śniegu i szacie śnieżnej, czy M. Hessa (1967) o piętrach klimatycznych.

Pokrywę śnieżną we wschodnich Górcach charakteryzowała B. Obrębska-Starkłowa (1968), w województwie krakowskim – B. Leśniakowa (1973), a w Krakowie – J. Tre-

pińska (1973), przedstawiając prawdopodobieństwo występowania pokrywy śnieżnej w zależności od temperatury powietrza i opadów.

Na podstawie struktury czasowej występowania pokrywy śnieżnej na Pomorzu M. Czarnecka (1986) dokonała próby jej regionalizacji.

Zagadnienia prognozowania pokrywy śnieżnej w Warszawie dotyczy publikacja J. Chrzanowskiego (1989).

Z nowszych prac wymienić należy pracę M. Niedźwiedzkiego (1998) dotyczącą pokrywy śnieżnej w Łodzi wraz z określeniem zależności między warunkami termicznymi i śnieżnymi w sezonach zimowych, oraz pracę E. Bednorz (2001), w której dokonano analizy rozkładu przestrzennego pokrywy śnieżnej w Polsce Północno-Zachodniej. Autorka dokonała również regionalizacji, a także powiązała zmiany pokrywy śnieżnej (zwłaszcza jej grubości) z kierunkami napływu mas powietrza.

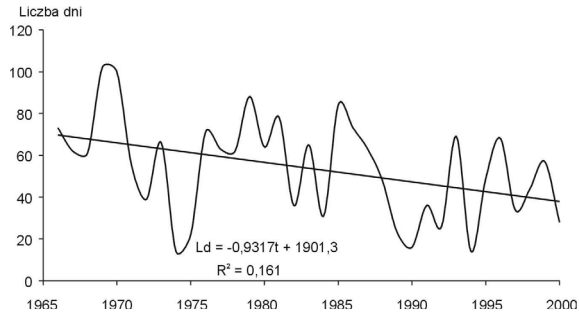
Opad śniegu i pokrywa śnieżna są też istotne w charakterystyce warunków opadowych. W środkowej Polsce obserwuje się 40-50 dni ze śniegiem, na zachodzie – około 30, a na północo-wschodzie – około 70. W górach liczba dni ze śniegiem przekracza 100. Pierwszy śnieg pojawia się przeważnie w listopadzie, ostatni w kwietniu, w pojedynczych latach zdarzają się jednak duże odstępstwa.

Efektem tej postaci opadu jest pokrywa śnieżna (1951-1960) i czas jej zalegania. Daty pojawiania się i zaniku mają duże znaczenie nie tylko klimatyczne, ale i gospodarcze. Pokrywa śnieżna utrzymuje się zaledwie przez 40-50 dni w rejonie Szczecina, Kołobrzegu i Koszalina oraz na Dolnym Śląsku. Czas jej trwania rośnie ku wschodowi do 70-80 dni, a nawet do 90-100 na Pojezierzu Suwalskim i w Puszczy Białowieskiej. Wysokość terenu wpływa również na długość zalegania pokrywy śnieżnej. Przykładem mogą być wyżyny południowe i Karpaty. W Zakopanem śnieg leży przeciętnie 116 dni, a na Kasprowym Wierchu dwukrotnie dłużej (233 dni). Mniejsza liczba dni na Śnieżce (ok. 180) wynika z nieco krótszej zimy i oddziaływania silnych wiatrów. W miejscach osłoniętych, a więc kotlinach i dolinach górskich, pokrywa śnieżna utrzymuje się dłużej. Podobnie jest na zboczach eksponowanych na północ oraz w lasach. W ostatnim 30-leciu 1971-2000 liczba dni z pokrywą śnieżną zmalała średnio o 10 dni w roku.

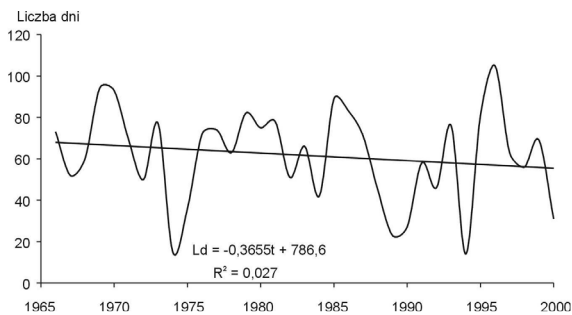
Liczbę dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 scharakteryzowano licznymi wykresami: przebiegi czasowe (wraz z równaniami prostych regresji) – rys. 4.25-4.26, widma – rys. 4.27-4.28, histogramy – rys. 4.29-4.30 i rozkłady prawdopodobieństwa – rys. 4.31-4.32, parametry cykli w roku – tab. 4.4.

Tabela 4.4. Cykle liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i w Krakowie w latach 1966-2000 – rok (θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)
Table 4.4. The cycles of numbers of days with snow cover in Warsaw and in Cracow in years 1966-2000 – year (θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

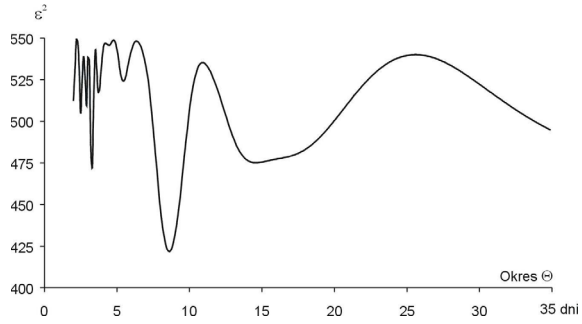
Warszawa					Kraków				
θ	b	c	ε^2	R	θ	b	c	ε^2	R
2,5	8,785	0,0373	504,730	0,287	2,5	8,264	0,2115	460,356	0,275
2,9	6,590	-0,5488	509,766	0,270	2,9	5,853	-0,4423	466,142	0,253
3,3	11,548	2,7861	472,396	0,376	3,3	10,383	2,8573	423,915	0,386
3,7	7,179	-0,2155	517,693	0,242	3,8	8,860	0,6515	454,916	0,294
4,5	2,269	-0,8890	545,870	0,086	5,3	10,316	-3,1206	426,803	0,378
5,4	6,674	2,4614	524,280	0,216	6,7	7,170	-0,1626	477,186	0,205
8,6	14,105	1,5555	421,927	0,483	8,6	13,034	1,4709	382,557	0,482
14,6	10,539	2,8735	475,028	0,369	13,7	11,543	-2,7904	410,858	0,418



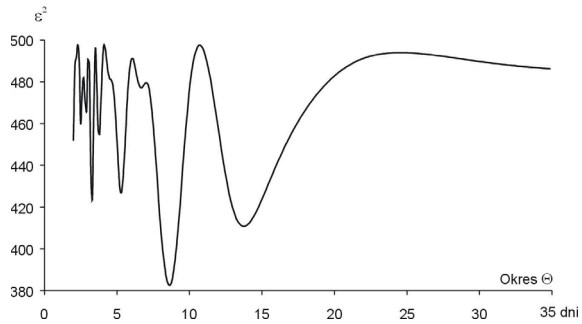
Rysunek 4.25. Tendencje liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.25. The tendency of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



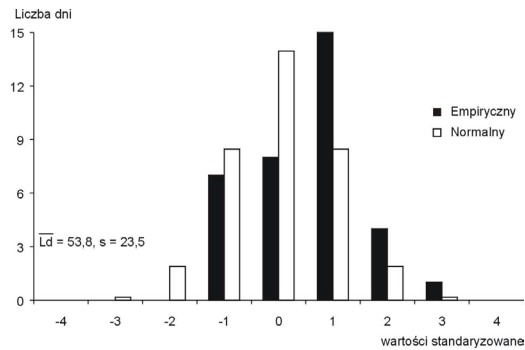
Rysunek 4.26. Tendencje liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.26. The tendency of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year



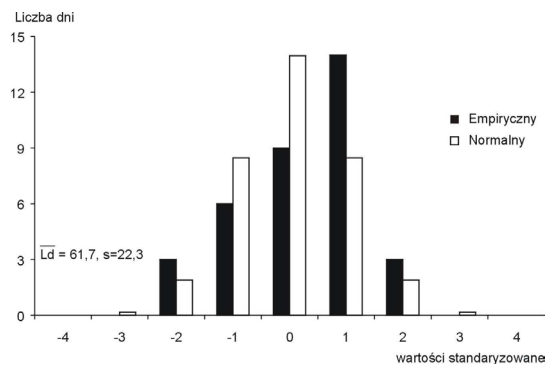
Rysunek 4.27. Widmo liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.27. Spectrum of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



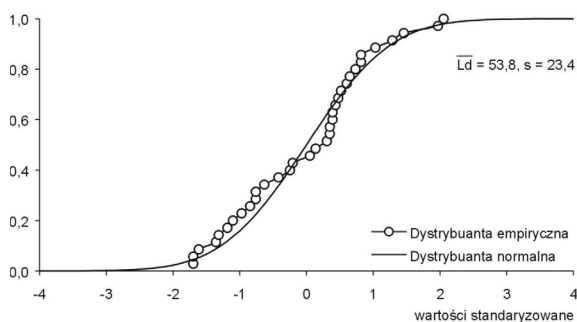
Rysunek 4.28. Widmo liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.28. Spectrum of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year



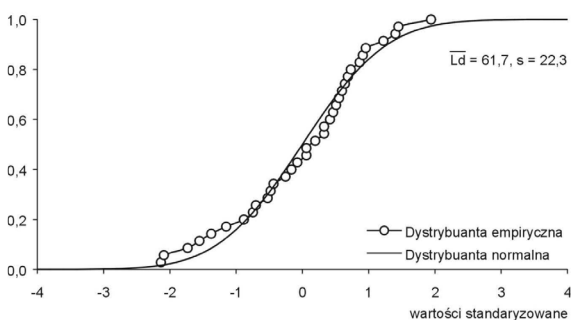
Rysunek 4.29. Histogramy liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.29. The histograms of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.30. Histogramy liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.30. The histograms of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.31. Prawdopodobieństwo liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.31. Probability of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rysunek 4.32. Prawdopodobieństwo liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Figure 4.32. Probability of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. XVIII, Groźne zjawiska pogodowe w Polsce, Warszawa 2004 (skrócony przedruk rozdziału)

V. PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU MIAST POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO

Ważnym ogniwem w badaniach naukowych i kształceniu klimatologów w zakresie wiekowych zmian klimatu są również prace magisterskie. Stanowią one oryginalne opracowania cząstkowe na podstawie krótkich, jak też najdłuższych serii pomiarów. Przykładem takiej współpracy pracowników Zakładu ze studentami są liczne prace magisterskie dotyczące temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (Dąbrowska 1984; Dębska 1986; Tomasik 1990; Grzęda 1990; Klechta 1990; Michalska 1992; Duma 1999; Tomaszewski 2002; Gołdowska 2007).

Trzy prace magisterskie wykonano na podstawie najdłuższych serii pomiarów temperatury powietrza poza granicami Polski (Skrzypczuk 1993 – Anglia Środkowa; Kierzkowska 1994 – Genewa; Porowska 1992 – Praga). Część tych wyników i obliczeń została włączona do tabel i wykresów opublikowanych w XI i XII tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk 1998-1999).

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

Długości serii pomiarowych wynoszą: 315 lat – Anglia Środkowa (1659-1973), 213 lat – Genewa (1768-1980), 212 lat – Warszawa (1779-1990), 210 lat – Praga (1771-1980), 165 lat – Kraków (1826-1990), 130 lat – Wrocław (1851-1980), 117 lat – Zurych (1864-1980), 100 lat – Poczdam (1893-1992).

Tendencje wiekowe temperatury powietrza (w °C/100 lat) w wymienionych przedziałach czasu (średnie) wg trendów liniowych $T=A_0+At$ podano na wykresach. Tendencji wiekowych wyznaczonych na podstawie danych z różnych przedziałów czasowych nie można bezpośrednio porównywać.

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

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

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

Dość duże wartości współczynnika regresji A w miesiącach zimowych mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych, tj. „miejskich wysp ciepła”. Są one prawdopodobnie spowodowane coraz większą akumulacją ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne o małym albedo), głównie w zimie. Należy też zauważyć, że trendy liniowe aproksymują części rosnące planetarnego 178,9-letniego cyklu temperatury powietrza (od daty minimum absolutnego aktywności Słońca, najsłabszego cyklu 13-letniego plam słonecznych 1811-1823, do daty maksimum absolutnego 1957).

Prace dotyczą ważnego nie rozwiązanego dotąd problemu klimatologii, tj. wyznaczenia składników okresowych (deterministycznych) zmienności klimatu. Nie znana była dyspersja okresów, amplitud i dat ekstremów cykli o długościach od 1 do 200 lat i czy cykle są synchroniczne na obszarze Europy. Wyłonił się więc problem zbadania, czy pole temperatury powietrza na dużym obszarze jest jednorodne pod względem cykliczności.

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

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

Od dawna znana jest cykliczność 11-letnia temperatury powietrza, wiązana z cyklem 11-letnim plam słonecznych. Zakres wahań temperatury powietrza w tym około 11-letnim cyklu jest na ogół ponad dwukrotnie większy w zimie (0,4-1,0°C) niż w lecie (0,1-0,4°C).

W najdłuższych seriach pomiarów temperatury powietrza występuje cykliczność około dwuwiekowa. Na przykład najdłuższy cykl 218,3 lat średniej temperatury w zimie wyjaśnia 84% postępującego ocieplenia klimatu w tym sezonie o 1°C/100 lat.

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

5.1. Długookresowe zmiany klimatu miast Polski

5.1.1. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979

Autor: Bogumiła DĄBROWSKA
Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest wskazanie przedziałów czasowych wzrostów i spadków temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979, wyznaczenie empirycznych rozkładów prawdopodobieństwa w odniesieniu do rozkładu normalnego, a także jej związku z aktywnością Słońca (liczbami Wolfa).

Z przeprowadzonych badań zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 wynika wiele interesujących wniosków (tab. 1-4, rys. 1-3).

Rozkład prawdopodobieństwa temperatury powietrza

Dysponując częstością temperatury w danych przedziałach klasowych, określono dystrybuanty empiryczne rozkładu temperatury $F(t)$ dla stycznia, kwietnia, lipca i października oraz 4 pór roku. Dystrybuanta empirycznego rozkładu wskazuje prawdopodobieństwo w badanym okresie wartości temperatury mniejszej od zadanej. Podział całego zakresu wartości temperatury na przedziały 1-stopniowe umożliwia z dokładnością właśnie do 1°C wyznaczenie prawdopodobieństwa (w %) wystąpienia temperatury niższej od danej, np. od średniej z wielolecia dla pory roku czy wybranego miesiąca, jeżeli przybliżymy te wartości do całych stopni. I tak w przypadku stycznia i zimy błąd wynikający z zaokrąglenia temperatury przeciętnej jest niewielki ($0,1^{\circ}\text{C}$), więc w miarę dokładnie można stwierdzić, że w ok. 45% prawdopodobne jest wystąpienie wartości temperatury niższych od średniej z wielolecia.

W lipcu zaś, jak i w lecie, prawdopodobieństwo to jest znacznie większe – ok. 60%. Biorąc pod uwagę zwiększoną częstość występowania wartości temperatury w danych przedziałach (w tym przypadku 1-stopniowych) w miesiącach letnich w stosunku do miesięcy zimowych oraz powyższe wyniki, ogólnie można mówić o tym, że im cieplejsza jest pora roku czy miesiąc, tym bardziej wzrasta prawdopodobieństwo wystąpienia temperatury niższej od średniej z wielolecia dla danego okresu.

Bardziej uzasadnione wnioski wynikają z porównania empirycznego rozkładu temperatury z teoretycznym rozkładem normalnym. Wykonane to zostało w postaci wykresów dla stycznia, kwietnia, lipca i października. Prosta nachylona pod kątem 45° reprezentuje rozkład normalny, zaś punkty znajdujące się w jej pobliżu wskazują rozbieżność między dystrybuantą empiryczną temperatury w danym miesiącu i dystrybuantą rozkładu normalnego. Współrzędne tych punktów zostały określone na podstawie rozkładu dystrybuanty empirycznej. Na osi odciętych odłożono standaryzowane wartości temperatury $t' = (t - t_{\text{sr}})/s$, gdzie t_{sr} oznacza temperaturę średnią z wielolecia, s zaś to odchylenie standardowe. Na osi rzędnych naniesiono wartości t' odczytane z tablic dystrybuanty rozkładu normalnego, odpowiadające wartościom dystrybuanty empirycznej $F(t)$.

Temperatura powietrza w styczniu ma rozkład najbardziej zbliżony do normalnego. Zdecydowanie odbiegają tylko wartości z przedziałów najmniejszych wartości temperatury – mniejszych od średniej z wielolecia – o ok. -8°C , a odchylenie jest w stronę wartości mniejszych w stosunku do rozkładu normalnego.

Największe zaś odstępstwo od rozkładu teoretycznego występuje w lipcu, zarówno temperatury niższej, jak i wyższej od średniej. Wartości mniejsze od przeciętnej wykazują odchylenie w stronę większych wartości temperatury od rozkładu normalnego, większe zaś od średniej – w stronę mniejszych. Odchylenia te wzrastają od początku układu współrzędnych na wykresie, który jest wartością średnią rozkładu. Punkty rozkładu empirycznego układają się tak, że zbliżone są do wykresu liniowego, ale nie nachylonego pod kątem 45° jak krzywa rozkładu normalnego.

Anomalie temperatury powietrza w latach 1779-1979

Spośród wszystkich miesięcy roku wrzesień wykazuje najmniejsze anomalie wiekowe (od $9,3^{\circ}\text{C}$ do $16,8^{\circ}\text{C}$), a nie jak należałoby oczekiwać – któryś z miesięcy lata. Dodatkowo, w początkowych latach badanego 201-lecia, miesiąc ten wykazuje podobne zmiany wiekowe do miesięcy letnich. Daje to możliwość sformułowania wniosku, że na przełomie XVIII i XIX wieku długość pory letniej przesunęła się o jeden, kolejny miesiąc roku.

Podobnie najmniejsza zmienność temperatury wśród sezonów występuje jesienią, a jej najwyższa zanotowana wartość ($10,5^{\circ}\text{C}$) wystąpiła aż 4-krotnie. W porównaniu zaś z wiosną średnia temperatura jesieni z wielolecia jest wyższa o $0,6^{\circ}\text{C}$, a koncentracja wartości temperatury wokół przeciętnej jest również większa.

Z pomiarów temperatury w latach 1779-1979 wynika, że dopiero na początku XX wieku pojawił się okres (1915-1925), kiedy temperatura wiosny była wyższa od jesieni, wcześniej zaś były lata, gdy wartości te jedynie były zbliżone. Nie oznacza to jednakże wzrostu kontynentalizmu klimatu, gdyż nie można znaleźć potwierdzenia tego w temperaturze pozostałych sezonów ani miesięcy roku. Podobnie też, jak w dotyczącej tego zagadnienia literaturze, warunki termiczne jesieni w stosunku do wiosny cechują się większą stałością.

Sezon wiosenny wykazuje ciekawą właściwość odnoszącą się do jednego z jego miesięcy, tzn. marca. Otóż analiza zmian temperatury w ostatnich 50 latach daje możliwość zaliczenia go do zimowej pory roku. Świadczy o tym zwłaszcza duży spadek temperatury od ok. 1967 r. Podobna uwaga nasuwa się w przypadku ostatnich ok. 30 lat listopada. Oznacza to wydłużenie zimowej pory roku od połowy XX wieku. Generalizując zaś można stwierdzić, że w ciągu 201-lecia zmieniła się długość trwania termicznych pór roku. Na przełomie XVIII i XIX wieku lata były dłuższe, a od połowy XX wieku dłuższa była pora zimowa.

Tendencje spadkowe temperatury powietrza świadczą o rozpoczęciu kolejnych okresów występowania wartości mniejszych od średniej. Mówiąc ogólnie o 4 wymienionych wyżej przedziałach, można stwierdzić, że okresy o największych odchyleniach od przeciętnej wystąpiły na początku (odchylenie ujemne w latach 1794-1831) i na końcu (odchylenie dodatnie od 1934 r.) analizowanego 200-lecia.

Związki temperatury powietrza z liczbami Wolfa

Istotne znaczenie ma zbadanie korelacji między zmianami temperatury powietrza i aktywności słonecznej. Należy w tym przypadku zaznaczyć, że ogólne wnioski wynikające z tej zależności trzeba interpretować z dużą ostrożnością.

Celem odnalezienia korelacji między aktywnością słoneczną a zmianami temperatury powietrza, porównano wykresy przedstawiające zmiany wartości liczb Wolfa z wykresami przebiegów temperatury powietrza w każdej z pór roku, charakteryzujących je miesiącach oraz roku. Należy podkreślić, że oczywiste związki są trudne do uchwycenia ze względu na wpływ na temperaturę powietrza wielu innych czynników. Ponadto wstępna ocena wykresów świadczy, że zmiany liczb Wolfa mają powolny przebieg w porównaniu z dużymi wahaniami temperatury powietrza. Powoduje to konieczność ograniczenia się w takich porównaniach do podkreślenia ogólnych tendencji wspólnych dla tych wielkości.

Analizując zmiany liczb Wolfa i temperatury powietrza w zimie, należy zwrócić uwagę przede wszystkim na to, że okres depresyjnych wartości w stosunku do średniej z wielolecia w obydwu przypadkach niemal pokrywa się, tzn. dla liczb Wolfa wystąpił w latach 1794-1931, a dla temperatury zimy trwał nieco dłużej, bo od 1795 do 1863 r. Również w bliskim sąsiedztwie znajdują się: najniższa zanotowana temperatura zimy (ok. 1816 r.) i minimum absolutne Liczby Wolfa (1810-1812). Ponadto lata poprzedzające powyższy okres charakteryzują się występowaniem wielkości znacznie przekraczających przeciętną i dosyć gwałtownie obniżających się. Dotyczy to w równym stopniu Liczby Wolfa, jak i temperatury zimy. W dalszych latach analizowanego okresu nie można już dostrzec tak wyraźnej analogii. Przykładem może być ostatni z wyróżnionych powyżej etapów w przebiegu liczb Wolfa (1934-1969), który cechuje największe odchylenie dodatnie z absolutnym W_{\max} . Podobne wartości w przypadku zimy wystąpiły znacznie wcześniej (1895-1929, największe ok. 1915 r.), podczas gdy krzywa liczb Wolfa w tym czasie wykazywała odchylenie ujemne.

Trudno określić tę właściwość jako korelację jednoznacznie ujemną, gdyż nieco później (1934-1969) wartości Liczby Wolfa są rzędu najwyższych (zwłaszcza w latach 1951-1961), a również wyższe od średniej są wartości temperatury zimy (1945-1964). W końcowych latach widoczny jest jeszcze krótki odcinek czasu, kiedy zarówno wartości liczb Wolfa, jak i temperatury zimy ulegają wyraźnemu obniżeniu niemal jednocześnie (liczb Wolfa w latach 1961-1965, zima 1962-1966). Ogólnie, oceniając obydwa wykresy można stwierdzić, że w analizowanym 201-leciu wyróżnia się lata o analogicznym przebiegu (od początku do ok. 1830 r. oraz od ok. 1945 r. do końca), czyli spadkowi aktywności słonecznej towarzyszy obniżenie temperatury zimy, jak i wzrostowi wartości liczb Wolfa odpowiada wzrost temperatury zimą. Istnieje również okres ok. 1880-1945, w którym zależność ta jest w ogólnym zarysie przeciwna. Podobne wnioski wynikają z porównania ze zmianami temperatury w styczniu.

W wiekowych zmianach temperatury i liczb Wolfa można wyróżnić 2 charakterystyczne okresy: pierwszy dotyczy analogicznej tendencji przebiegu obydwu wielkości w latach – od początku analizowanego 201-lecia do ok. 1880 r. oraz od ok. 1945 r. do lat ostatnich. Drugi zaś, w latach 1880-1945 wykazuje zmiany przeciwnie. Ten ostatni zaliczany był w literaturze do okresu, w którym nastąpiło wiekowe ocieplenie w Europie. Korzystając z tego można stwierdzić, że aktywność słoneczna wpływa bezpośrednio na

temperaturę powietrza w zimie – wprost proporcjonalnie, gdy przyjmuje ona wartości ekstremalne. Jeżeli w przebiegu temperatury zimy decydują inne, wielkoskalowe czynniki powodujące wzrost temperatury równocześnie we wszystkich miesiącach roku, to korelacja jest ujemna.

Zestawienie zmian temperatury powietrza wiosną i przebiegu wartości liczb Wolfa nie pozwala na wskazanie dłuższych jednostek czasu o wyraźnej zależności.

W przypadku jesieni – ekstremom liczb Wolfa odpowiadają ekstrema temperatury, przy niższych zaś wartościach temperatury jest przeciwnie. Przy czym wpływ W_{\max} i W_{\min} aktywności Słońca na temperaturę jesieni ogranicza się do dość krótkich okresów czasu.

Z porównania przebiegu wiekowego średniej temperatury roku ze zmianami liczb Wolfa wynika, że w okresie występowania wartości temperatury mniejszych od przeciętnej można wyróżnić 2 przedziały zmian aktywności słonecznej: niższej i wyższej od średniej. Podobna cykliczność istnieje w latach o średniej temperaturze rocznej wyższej od przeciętnej. Oceniając najogólniej podobieństwa między przebiegiem temperatury powietrza w różnych jednostkach czasu z liczbami Wolfa, można stwierdzić, że we wszystkich porach roku poza latem wartości temperatury najniższe występują w pobliżu minimum absolutnego liczb Wolfa – początek XVIII wieku, wartości temperatury najwyższe zaś na ok. 20 lat przed maksimum W_{\max} absolutnym – lata 40. XX wieku. Znanego, 11-letniego cyklu pojawiania się plam słonecznych w przebiegu temperatury roku czy któregośkolwiek z sezonów lub miesięcy wyróżnić nie można.

Średnie roczne amplitudy temperatury powietrza wykazują ogólnie zmiany przeciwne do liczb Wolfa. Traktując więc amplitudę jako wskaźnik kontynentalizmu, można stwierdzić, że przy wzmożonej aktywności słonecznej następuje pewne złagodzenie klimatu, a przy aktywności osłabionej – zaostrenie klimatu. Zależność tę tłumaczy większy wpływ na średnie amplitudy roczne chłodnej pory roku. Pamiętać jednak należy o tym, że najniższe amplitudy wystąpiły w okresie ok. 1898-1929, czyli wiekowego ocieplenia w Europie, co jeszcze bardziej podkreśla wpływ innych, poza omawianymi, czynników na wielookresowe zmiany temperatury powietrza.

Tabela 1. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Zima

Przedziały temperatury (°C)		Liczebność	Dystrybuanta%	
od	do		$F(t)$	$t \leq$
-10,9	-10,0	1	0,5	-10,0
-9,9	-9,0	4	2,5	-9,0
-8,9	-8,0	2	3,5	-8,0
-7,9	-7,0	6	6,5	-7,0
-6,9	-6,0	4	8,4	-6,0
-5,9	-5,0	12	14,4	-5,0
-4,9	-4,0	32	30,3	-4,0
-3,9	-3,0	30	45,3	-3,0
-2,9	-2,0	34	62,2	-2,0
-1,9	-1,0	39	81,6	-1,0
-0,9	0,0	21	92,0	0,0
0,1	1,0	13	98,5	1,0
1,1	2,0	3	100,0	2,0

Tabela 2. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ rozkładu temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Wiosna

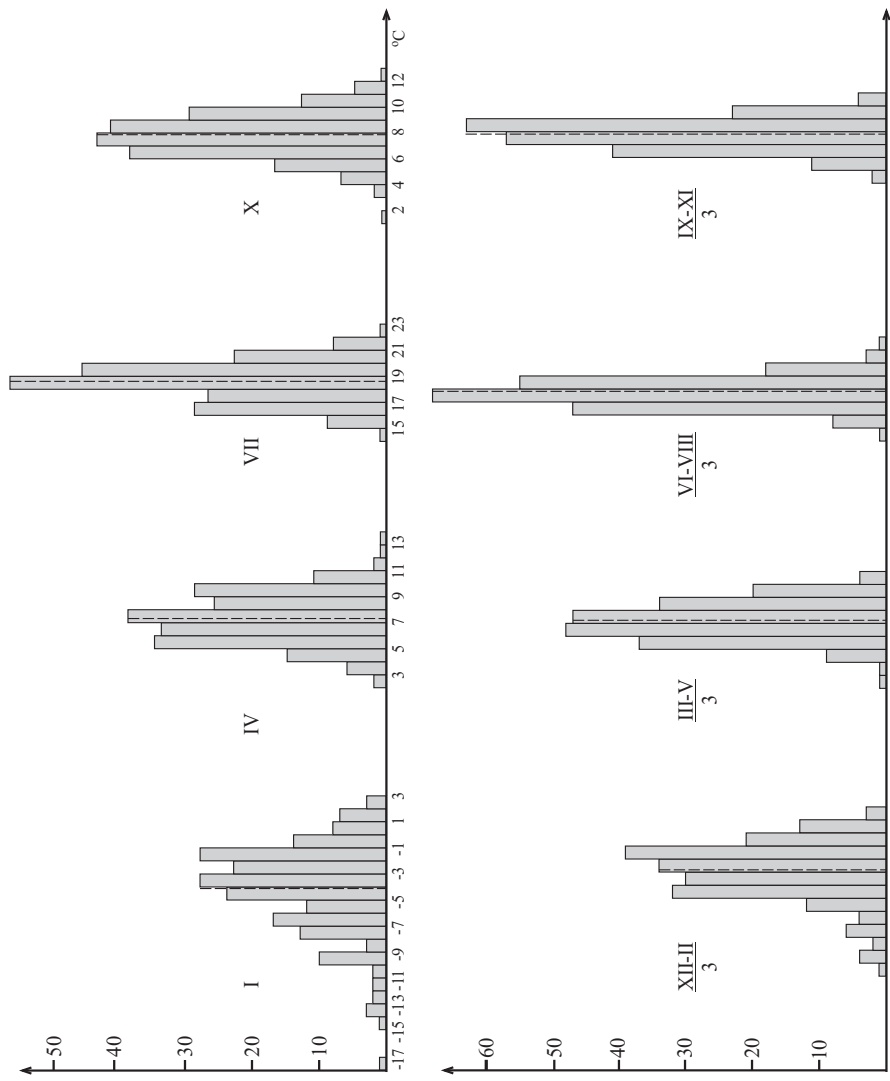
Przedziały temperatury (°C)		Liczebność	Dystrybuanta%	
od	do		$F(t)$	$t \leq$
2,1	3,0	1	0,5	3,0
3,1	4,0	1	1,0	4,0
4,1	5,0	9	5,5	5,0
5,1	6,0	37	23,9	6,0
6,1	7,0	48	47,8	7,0
7,1	8,0	47	71,7	8,0
8,1	9,0	34	88,1	9,0
9,1	10,0	20	98,0	10,0
10,1	11,0	4	100,0	11,0

Tabela 3. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ rozkładu temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Lato

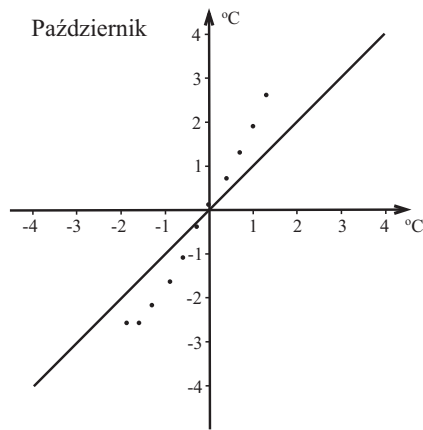
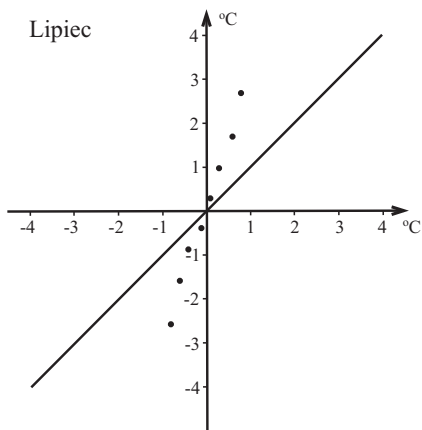
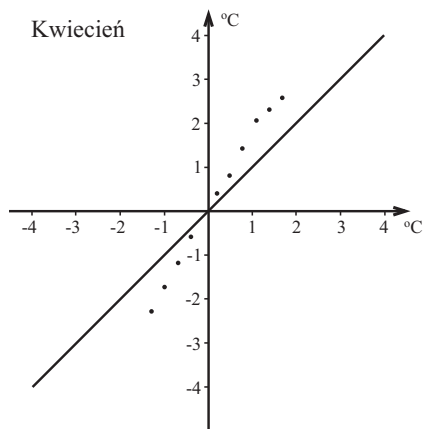
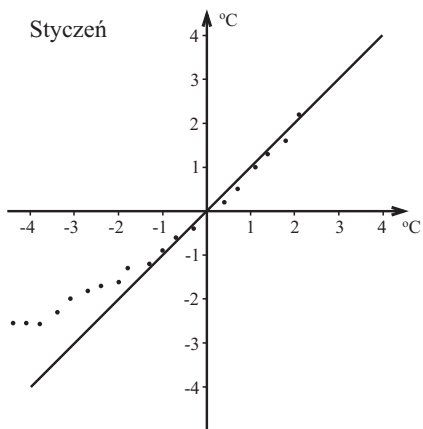
Przedziały temperatury (°C)		Liczebność	Dystrybuanta%	
od	do		$F(t)$	$t \leq$
14,1	15,0	1	0,5	15,0
15,1	16,0	8	4,5	16,0
16,1	17,0	47	27,9	17,0
17,1	18,0	68	51,7	18,0
18,1	19,0	55	89,1	19,0
19,1	20,0	18	98,0	20,0
20,1	21,0	3	99,5	21,0
21,1	22,0	1	100,0	22,0

Tabela 4. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ rozkładu temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Jesień

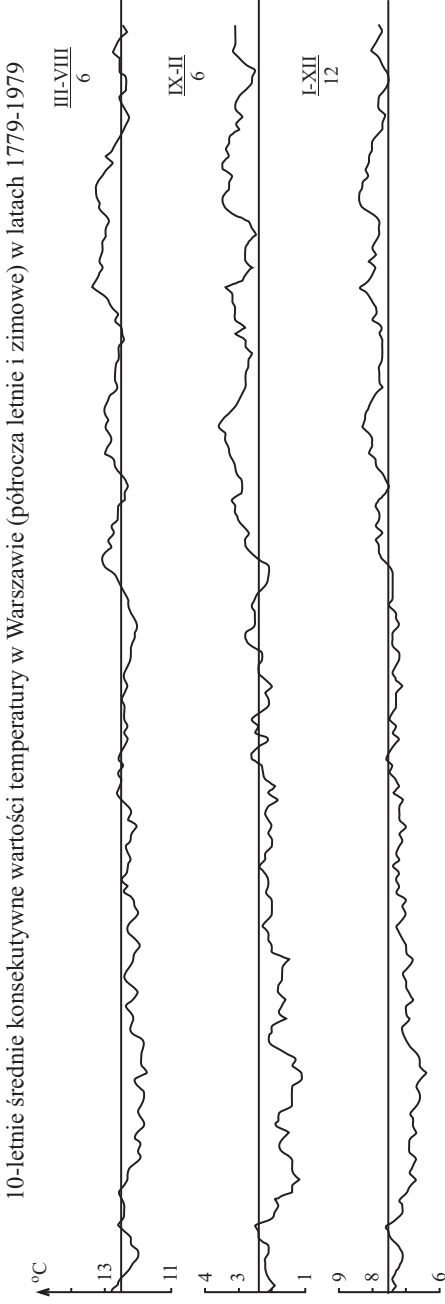
Przedziały temperatury (°C)		Liczebność	Dystrybuanta%	
od	do		$F(t)$	$t \leq$
4,1	5,0	2	1,0	5,0
5,1	6,0	11	6,5	6,0
6,1	7,0	41	26,9	7,0
7,1	8,0	57	55,2	8,0
8,1	9,0	63	86,6	9,0
9,1	10,0	23	98,0	10,0
10,1	11,0	4	100,0	11,0



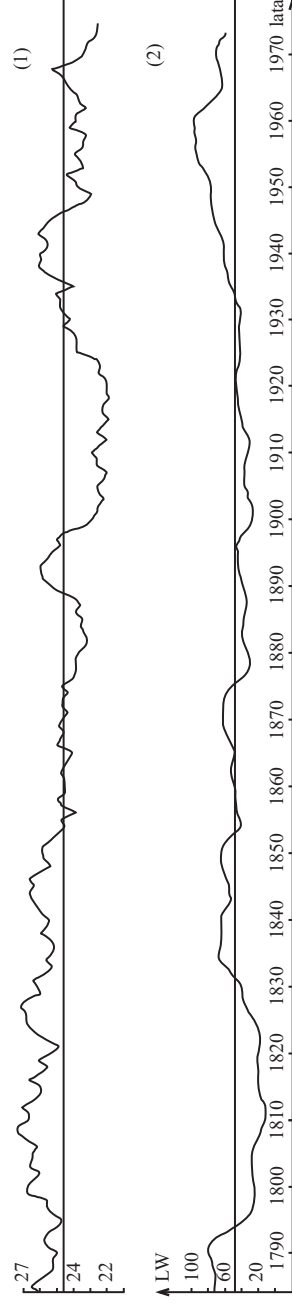
Rysunek 1. Histogramy częstości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 w miesiącach: I, IV, VII, X i porach roku



Rysunek 2. Dystrybuanta empiryczna temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 na siatkach dystrybuant rozkładu normalnego



10-letnie średnie konsekwentne wartości rocznej amplitudy temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 (1) oraz liczb Wolf'a w latach 1779-1978 (2)



Rysunek 3. Średnie konsekwentne 10-letnie wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Półrocze ciepłe, chłodne i rok oraz porównanie zmian rocznej amplitudy temperatury (1) i liczb Wolf'a (2)

5.1.2. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985

Autor: Konrad KLECHTA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Niniejsza praca ma na celu poznanie zmienności i prawidłowości w 160-letnim (1826-1985) przebiegu temperatury powietrza w Krakowie.

Średnia temperatura roku w tym okresie osiągnęła wartość $8,2^{\circ}\text{C}$. Począwszy od roku 1893 średnie wartości temperatury kolejnych lat utrzymują się powyżej średniej wieloletniej. W literaturze (Trepiańska, 1988) okres ten (1870 – do końca lat 30. XX wieku) nazwano „współczesnym ociepleniem”, na które wpłynęło wiele czynników (m. in. efekt cieplarniany związany z zanieczyszczeniem powietrza). Najchłodniejszym miesiącem roku w Krakowie, podobnie jak w całej Polsce, był styczeń ($-3,2^{\circ}\text{C}$), a najcieplejszym – lipiec ($18,6^{\circ}\text{C}$). Najmniejsze wahania temperatury wystąpiły latem, a zwłaszcza w sierpniu. Największa zmienność temperatury występowała zimą (luty). Jesień była porą roku cieplejszą od wiosny (o $9,5^{\circ}\text{C}$), ale wystąpiły okresy, w których wiosna była cieplejsza od jesieni (np. 1906-1923, 1970-1976). Niższe wartości temperatury wiosny świadczą o przewadze cech oceanicznych klimatu, ale były również okresy z przewagą cech kontynentalnych klimatu Krakowa (szczególnie w XX wieku). Ogólnie, średnie wartości temperatury powietrza w porach roku wykazują tendencje wzrostowe. O dużym zróżnicowaniu temperatury zimy świadczy wyróżnienie 10 typów sezonów. Najczęściej występuje typ SLG (styczeń, luty, grudzień) i SGL (styczeń, grudzień, luty). Podobna liczebność typów wystąpiła latem, ale przeważał typ LSC (lipiec, sierpień, czerwiec). Najbardziej stałymi warunkami termicznymi cechuje się jesień i wiosna (rys. 1, tab. 1).

Jednym z wielu czynników wpływających niewątpliwie na zmiany temperatury powietrza są zmiany typów cyrkulacji atmosferycznej. Przeważał typ cyrkulacji wschodniej, a jej częstość rosła ze spadkiem częstości cyrkulacji zachodniej. Wraz ze wzrostem częstości cyrkulacji wschodniej warunki termiczne Krakowa ulegały ochłodzeniu. Cyrkulacja zachodnia zaś powodowała łagodniejsze zimy, a chłodniejsze lato. Cyrkulacja południowa zwykle powodowała ocieplenie. Zmiany temperatury powietrza pozostają więc w ścisłym związku ze zmianą częstości typów cyrkulacji atmosferycznej.

W poszczególnych porach roku (z wyjątkiem jesieni, w której przeważa cyrkulacja zachodnia) przeważa typ cyrkulacji wschodniej.

Zmiany 160-letnie temperatury powietrza w porównaniu ze zmiennością aktywności słonecznej nie wykazują jednoznacznych korelacji. Są okresy, w których korelacja jest dodatnia, ale są i takie, w których współczynniki są ujemne.

Wyraźnych związków między temperaturą powietrza a liczbą Wolfa dopatrzeć się można szczególnie zimą i wiosną. Nie zaobserwowano 11-letnich cykli zmian temperatury powietrza związanych z cyklicznością aktywności Słońca, zaobserwowano natomiast przesunięcie w czasie ekstremalnych wartości temperatury powietrza i liczby Wolfa.

W przekroju rocznym temperatury powietrza daje się natomiast zauważyć cykl 84-letni. W półroczu chłodnym występuje cykl 56-letni, a w półroczu ciepłym 17-letni (czyli także jak w przypadku aktywności słonecznej).

Podkreślić należy, że wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza wywierają również: rzeźba terenu, wielkomięjska zabudowa przemysłowa i mieszkaniowa oraz wydzielanie przez miasto i przemysł do atmosfery nie tylko dodatkowych ilości ciepła, ale również dymu i pyłu, które to zmieniły wydatnie reżim radiacyjny Krakowa.

Wyznaczono optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie dla pór roku, półroczy i roku. Wykorzystano tutaj metodę Boryczki (1984), polegającą na wyznaczeniu optymalnych okresów T . Wyznaczano sinusoidy regresji:

$$y = a_0 + A \sin(2\pi t/T + c)$$

o okresach $T = 1, 2, 3, \dots, 160$ lat i wybrano spośród nich sinusoidy o największych amplitudach A .

Obliczono ciągi wartości współczynnika korelacji wielokrotnej R_1, R_2, \dots, R_k (tzw. widma) oraz amplitudy względnej A_j/T_j i statystyki Fishera-Snedecora F_j . Ich mak-sima – to poszukiwane cykle (rys. 2-3). Wskaźniki dokładności wyznaczonych sinusoid przyjmują wartości jak w tabeli 2.

Wyznaczono następujące cykle o długości (lat):

Wiosna : 4, 8, 11, 13, 15, 17, 20, 30, 40, 55, 85

Lato: 5, 7, 9, 11, 13, 15, 18, 21, 26, 31, 41

Jesień : 5, 8, 11, 13, 16, 20, 23, 28, 40

Zima : 7, 10, 13, 16, 19, 23, 27, 33, 56

Półrocze ciepłe: 4, 7, 9, 13, 15, 17, 24, 31, 40

Półrocze chłodne: 5, 7, 10, 13, 16, 19, 23, 27, 33, 40, 56

Rok : 4, 7, 10, 17, 22, 26, 32, 40, 55, 84

Wartości testu Fishera wskazują, że istotnymi cyklami na poziomie ufności 0,90 są:

Wiosna – cykle 30 i 85 lat,

Lato – cykle 7, 26 i 41 lat

Jesień – cykl 40 lat

Zima – cykle 16 i 56 lat.

Półrocze ciepłe – cykl 17 lat

Półrocze chłodne – cykl 56 lat

Rok – cykl 84 lat

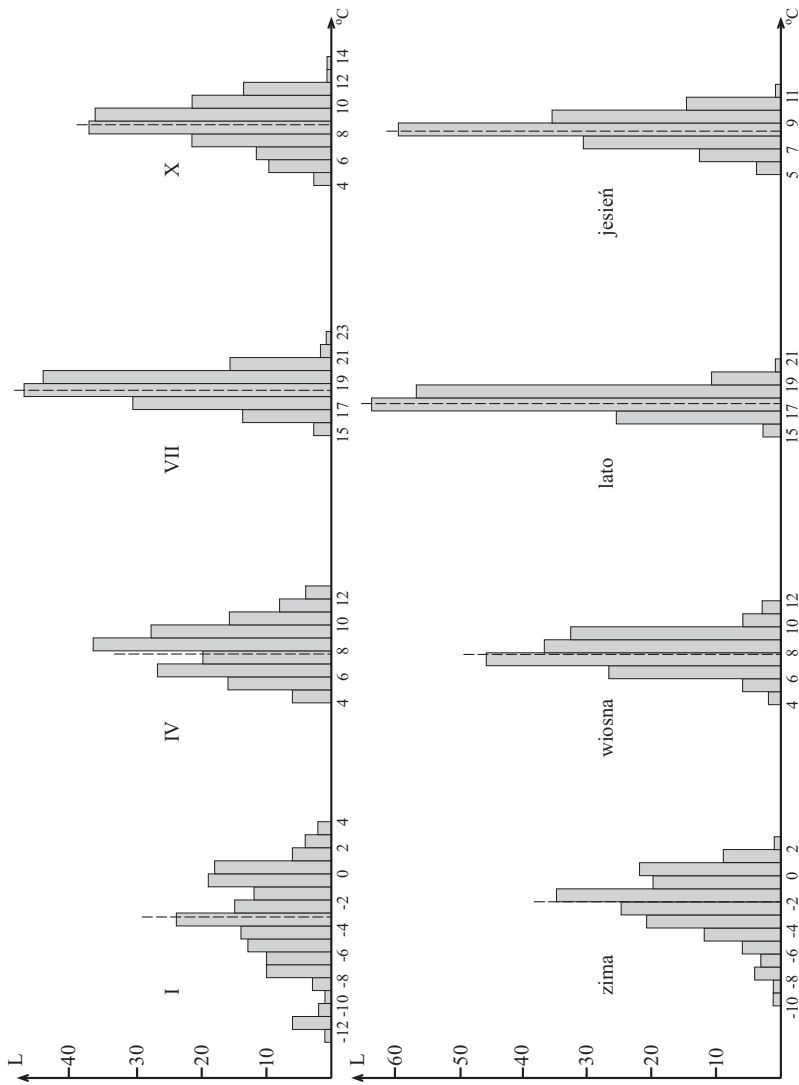
Najwięcej cykli istotnych na poziomie ufności 90 % wystąpiło latem (3), a najmniej jesienią (1). Najdłuższy cykl spośród pór roku wykazuje temperatura wiosną (85-letni), a najkrótszy latem (7 lat). Stwierdzone okresy zmian (cykle) w przebiegu rocznym, pół-rocznym, sezonowym temperatury pokrywają się z cyklami aktywności Słońca, które cechuje wystąpienie cykli: 5, 11, 1, 17, 21, 4, 25, 29, 33, 45, 56, 88, 95 i 180-letnich. Po-szczególne cykle mogą się wahać i tak cykl 88-letni może trwać od 84 do 94 lat. Cyklicz-ność 84-letnia występuje w przebiegu średniej rocznej temperatury powietrza, a także (85-letnia) wiosną. Cykli 11-letnich nie ma, ale latem występują cykle 7-letnie. Tak więc nie można stwierdzić, ani wykluczyć zależności cykli temperatury powietrza od zmian aktywności słonecznej.

Tabela 1. Temperatura średnia, najniższa i najwyższa w miesiącach, porach roku i roku w Krakowie (1826-1985)

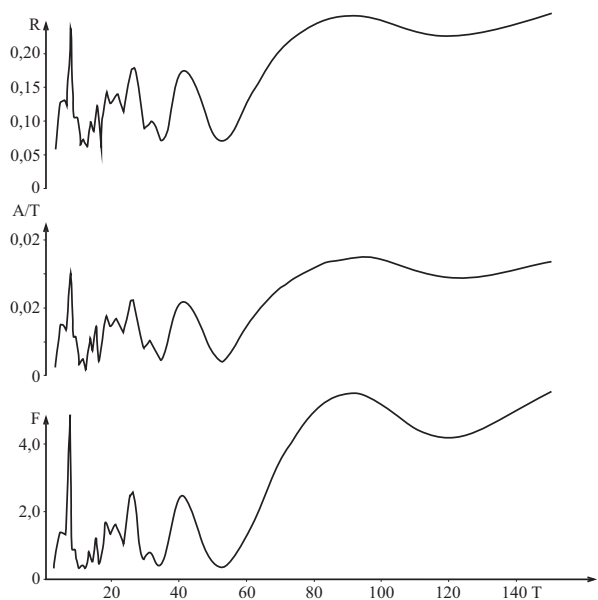
Miesiące, pory roku półrocza, rok	Temperatura średnia (°C)	Temperatura najniższa		Temperatura najwyższa	
		Wartość (°C)	Rok wystąpienia	Wartość (°C)	Rok wystąpienia
I	-3,2	-12,4	1848	3,5	1975, 1921
II	-1,6	-13,2	1929	5,0	1836, 1843
III	2,4	-5,2	1845	7,3	1887, 1977
IV	8,2	4,2	1839, 1929	12,9	1918, 1920
V	13,6	9,0	1864	17,4	1937
VI	17,1	13,3	1923	20,6	1875
VII	18,6	15,1	1832	22,6	1834
VIII	17,8	14,8	1852	21,2	1834
IX	14,0	9,3	1912	17,4,	1882
X	8,8	4,4	1920	13,3	1966
XI	3,0	-3,2	1858	9,4	1926
XII	-1,2	-13,7	1829	3,9	1979
XII-II	-2,0	-9,4	1829, 1849	2,3	1974
III-V	8,1	5,0	1840	11,6	1983
VI-VIII	17,8	15,9	1844	20,8	1834
IX-XI	8,6	5,1	1827	11,2	1967
IX-II	3,3	-1,4	1829	5,6	1872
III-VIII	13,0	10,9	1840	15,7	1983
I-XII	8,1	5,3	1829	10,3	1983

Tabela 2. Charakterystyka cykli temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985 (R – współczynnik korelacji wielokrotnej, A/T – amplituda względna, F – statystyka Fishera)

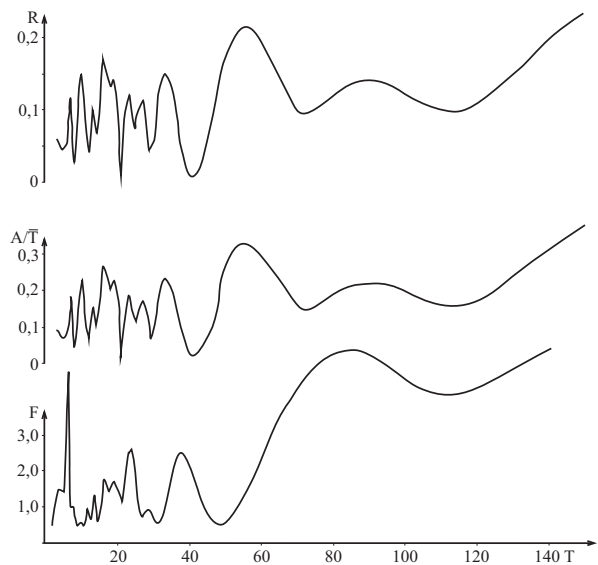
WIOSNA											
Okres	4	8	11	13	15	17	20	30	40	55	85
R	0,099	0,163	0,165	0,151	0,121	0,144	0,070	0,171	0,150	0,142	0,184
A/T	0,029	0,037	0,038	0,035	0,028	0,033	0,010	0,039	0,034	0,032	0,043
F	1,257	2,137	2,197	1,841	1,164	1,670	0,382	2,378	1,805	1,617	2,773
LATO											
Okres	5	7	9	11	13	15	18	21	26	31	41
R	0,130	0,239	0,107	0,073	0,100	0,124	0,145	0,143	0,178	0,100	0,176
A/T	0,008	0,015	0,006	0,003	0,005	0,007	0,009	0,009	0,011	0,053	0,011
F	1,357	4,760	0,902	0,423	0,795	1,226	1,694	1,633	2,569	0,795	2,504
JESIEŃ											
Okres	5	8	11	13	16	20	23	28	40		
R	0,121	0,133	0,122	0,115	0,135	0,101	0,075	0,110	0,180		
A/T	0,022	0,025	0,022	0,021	0,025	0,019	0,014	0,020	0,034		
F	1,160	1,403	1,188	1,060	1,457	0,813	0,441	0,968	2,642		
ZIMA											
Okres	7	10	13	16	19	23	27	33	56		
R	0,116	0,148	0,101	0,172	0,144	0,121	0,113	0,151	0,212		
A/T	0,181	0,233	0,159	0,268	0,226	0,190	0,175	0,232	0,327		
F	1,070	1,782	0,821	2,385	1,670	1,165	1,009	1,820	3,680		
PÓLROCZE CIEPŁE											
Okres	4	7	9	13	15	17	24	31	40		
R	0,168	0,153	0,099	0,088	0,141	0,188	0,116	0,151	0,156		
A/T	0,012	0,011	0,007	0,006	0,010	0,013	0,008	0,010	0,011		
F	2,285	1,875	0,784	0,607	1,602	2,887	1,070	1,839	1,951		
PÓLROCZE ZIMNE											
Okres	5	7	10	13	16	19	23	27	33	40	56
R	0,047	0,088	0,118	0,120	0,169	0,106	0,107	0,120	0,103	0,082	0,222
A/T	0,141	0,131	0,177	0,179	0,253	0,159	0,160	0,178	0,152	0,123	0,328
F	0,707	0,612	1,112	1,151	2,305	0,887	0,903	1,133	0,836	0,533	4,074
ROK											
Okres	4	7	10	17	22	26	32	40	55	84	
R	0,108	0,131	0,088	0,166	0,060	0,124	0,111	0,126	0,166	0,181	
A/T	0,017	0,021	0,014	0,026	0,009	0,020	0,017	0,019	0,026	0,029	
F	0,921	1,369	0,616	2,217	0,280	1,216	0,979	1,275	2,219	2,671	



Rysunek 1. Histogram częstotliwości temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985



Rysunek 2. Optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie (1826-1985) – Lato



Rysunek 3. Optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie (1826-1985) – Zima

5.1.3. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980

Autor: Doro ta DĘBSKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Analiza opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980 pozwoliła na określenie ich wiekowych zmian.

Średnia roczna suma opadów (569 mm) jest wyższa od średniej (550 mm) wyznaczonej przez Kaczorowską (1962) dla dzielnicy Polski Środkowej i Zachodniej.

Podobnie jak w całej Polsce suma opadów w półroczu ciepłym przewyższa w Warszawie ilość wody opadowej otrzymywanej w półroczu chłodnym. W latach 1813-1980 opady półrocza ciepłego stanowiły 168% opadów półrocza chłodnego.

W sezonowym rozkładzie uzyskano ogólnie znaną cechę przebiegu rocznego, a mianowicie wyraźną przewagę opadów letnich nad opadami pozostałych pór roku. Najniższe opady obserwowane są zimą. Nie potwierdzono natomiast prawidłowości wskazywanych przez różnych autorów np. Romera (1949), Bogdańską (1972), Martyn (1985), odnośnie stosunku opadów wiosny do jesieni. Wymienieni autorzy stwierdzili dla Krainy Wielkich Dolin przewagę sum opadów w czasie wiosny nad opadami na jesieni.

Analiza średnich 168-letnich sum wskazuje, że na stacji Obserwatorium Astronomiczne w Warszawie obfitsze były opady jesienią niż wiosną. Ponieważ różnica między opadami omawianych sezonów jest niewielka, bo wynosi 6 mm, można zgodzić się z Chomiczem (1971), który, zaliczając klimat Warszawy do kontynentalno-morskiego, przyjął jako jedną z cech charakterystycznych prawie równe sumy opadów w okresach przejściowych.

Należy podkreślić, że podobne wyniki jak w niniejszym opracowaniu otrzymała Kaczorowska (1962), badając opady w Polsce w latach 1900-1959 dla dzielnicy Polski Środkowej i Zachodniej, do której należy badany teren. Potwierdziła także większe opady jesienią (121 mm jesienią wobec 117 mm wiosną).

W przebiegu rocznym średnich sum miesięcznych maksimum opadów przypada na lipiec, a minimum na luty. Korzystając z prac dotyczących krótszych okresów, warto zauważyć, że np. Bogdańska (1972) w 5-leciu 1966-1970 dla większości stacji Wielkiej Warszawy (także dla Obserwatorium) otrzymała minimum we wrześniu.

Sumy ekstremalne oraz wartości współczynnika zmienności wskazują na większą zmienność opadów półrocza chłodnego niż ciepłego.

Spośród sezonów największym zakresem zmienności opadów cechuje się jesień, a najmniejszym lato. W pojedynczych miesiącach największe wahania opadów zanotowano w październiku, a najmniejsze w styczniu.

W Warszawie najczęściej występują:

1. Zimy, w których najwilgotniejszy jest grudzień, a najsuchszy luty,
2. Wiosny o największych opadach w maju, a najmniejszych w marcu,
3. Lata, w których lipiec jest najbardziej wilgotny, a sierpień najbardziej suchy,
4. Jesienie z maksimum opadów we wrześniu i minimum w październiku.

Opady zimowe są zbliżone do średniej z wielolecia. Świadczy o tym zarówno niewielka liczba klas wysokości notowanych w tym sezonie opadów, jak również duże częstotści

przedziału najczęściej występującego 21-40 mm (dla grudnia ponad 40%, dla stycznia i lutego ponad 30%).

Opady letnie są bardziej zmienne, obejmują największą liczbę klas, które występują z mniejszą częstością – częstości przedziałów najczęściej występujących są w granicach 20%.

Histogramy częstości notowanych sum opadów w przekroju rocznym w 80-leciu 1901-1980 odbiegają znacząco od histogramów dla całej 168-letniej serii obserwacyjnej, co dowodzi reprezentatywności otrzymanych wyników dla rozkładów częstości opadów atmosferycznych w Warszawie w krótszych okresach (rys.1).

Empiryczne rozkłady opadów w Warszawie nie odbiegają istotnie od teoretycznego rozkładu normalnego, co pozwala stwierdzić, że lata normalne pod względem ilości otrzymywanej wody ($\bar{R} \pm s$) występują z prawdopodobieństwem 68,3%, suche i wilgotne z prawdopodobieństwem po 13,5%, bardzo suche i bardzo wilgotne zaś po 2,2%.

W zmienności czasowej opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980 można wyróżnić najwilgotniejszy okres w połowie XIX w. Jego początek i koniec przypada na inny rok w zależności od miesiąca czy pory roku.

Należy jednak stwierdzić, iż do 1850 r. przeważały w większości wydzielonych jednostek przebiegu rocznego tendencje dodatnie opadów, w latach 1851-1900 zaś opady systematycznie malały. Warto zwrócić także uwagę na pierwszą połowę XX wieku, w której następowało stopowienie Polski Środkowej. Okazuje się, że wnioski Lambora (1954), mówiące o innej przyczynie (wynikającej z niewłaściwej działalności człowieka) stopowienia niż zmniejszenie wysokości opadów, są słuszne.

Jakkolwiek lata 1901-1950 cechowały się ujemną tendencją opadów zimy i jesieni oraz stycznia, marca, kwietnia, lipca, września i grudnia, to ogólnie sumy roczne przyjmowały coraz większe wartości. Zaznaczające się w omawianym przedziale czasu, w niektórych przypadkach okresy suche nie były ani szczególnie wyraźne, ani też nie obejmowały większej liczby lat niż okresy o obniżonych opadach wcześniej występujące. Był to więc tylko kolejny suchy okres wynikający z cykliczności przebiegu opadów atmosferycznych. Świadczy o tym także występujący później okres wilgotny, który w większości przypadków zaznaczył się do końca obserwacji.

Również regresja liniowa opadów sugeruje, że ostatnie lata cechują się corocznym przyrostem sum, np. jesienią o 2 mm/rok, a w półroczu ciepłym o 3 mm/rok.

Tendencja rocznych sum opadów w Warszawie w latach 1813-1980 jest dodatnia. Współczynnik regresji jest niewielki i wynosi 0,12 mm/rok. Podobny charakter trendu uzyskał dla 100-lecia 1881-1980 Kożuchowski (1983). W latach tych przyrost opadów jest większy i wynosi 0,74 mm/rok.

Należy także podkreślić, że tendencje opadów w Warszawie, stwierdzone dla krótszych okresów: 1851-1930 przez Okołowicza (1948a, b), 1841-1940 przez Ostrołęckiego (1948) i 1813-1959 przez Kaczorowską (1962), były ujemne. Znaki tendencji sum opadów sugerują większą wilgotność ostatnich lat, co potwierdza prognozę opadów podaną przez Ostrołęckiego (1948), który do 1970 r. przewidywał znaczne przyrosty opadów rejonie środkowej Wisły.

W styczniu, kwietniu i październiku opady wykazują w Warszawie w latach 1813-1980 tendencje rosnąco-malejące. W pozostałych miesiącach, jak również w porach roku, pół-

roczach i roku stwierdzono tendencje malejąco-rosnące. Należy zaznaczyć, iż opady w lutym, zimą i półroczu chłodnym w omawianym przedziale czasowym cechują się tylko tendencją rosnącą. Trend ujemny objął lata nienależące do badanego przedziału obserwacyjnego.

Zmiany wiekowe opadów atmosferycznych w porównaniu do 11-letniego cyklu aktywności Słońca wykazują relację odwrotną. Maksimum liczb Wolfa odpowiadają przeważnie obniżone sumy opadów atmosferycznych.

Analogiczne odchylenia od średnich wieloletnich w przebiegu czasowym opadów i aktywności Słońca występują w przypadku szczególnie wyraźnych okresów o wzmózonej lub osłabionej aktywności słonecznej. Przejawia się to np. w latach 1826-1835 i 1870-1930, w których z osłabioną działalnością Słońca wiążą się obniżone sumy opadów. Wilgotne lata 1840-1870 i 1954-1965 są prawdopodobnie wynikiem oddziaływania wzmózonej aktywności Słońca.

Niewątpliwie elementem genezy zmienności opadów są zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Wzrostom częstości cyrkulacji zachodniej i południkowej odpowiadają spadki sum opadów atmosferycznych, wzrostowi zaś częstości występowania cyrkulacji wschodniej towarzyszy wzrost ilości wody spadającej w ciągu roku w Warszawie.

Przyjmuje się, że wzmózonej aktywności słonecznej odpowiadają osłabione procesy cyrkulacji W i E (Kozuchowski, 1986). Również Osuchowska-Klein (1985) nie neguje wpływu aktywności Słońca na osłabienie cyrkulacji strefowej i wzmózenie cyrkulacji południkowej, twierdząc, że : „... aktywność słoneczna stanowi prawdopodobnie jeden z czynników pogodotwórczych, ale występując w kompleksie wielu innych, nieraz bardziej znaczących, nie zawsze ujawnia swój wpływ na cyrkulację na tyle silnie, aby udało się go wydzielić i uznać aktywność jako jeden z istotnych predyktorów długoterminowych” (Osuchowska-Klein, 1985).

W Warszawie daje się to zauważyć w przypadku typów cyrkulacji C i E. Krzywa przebiegu czasowego cyrkulacji C wykazuje podobieństwo do zmienności aktywności Słońca – jest niemal odwróceniem krzywej cyrkulacji E. Występuje więc w przypadku analizowanej stacji potwierdzenie tezy Kozuchowskiego (1986), że rozwój procesów cyrkulacyjnych W i E dla Polski (w przypadku Warszawy tylko E) można uznać za przyczynę zwiększania się sum opadów i kształtowania się oceanicznych cech rocznego przebiegu opadów. Dla przykładu autor podaje okres po 1940 r., kiedy to w Polsce nastąpił rozwój kontynentalizmu jako efekt wzrostu liczb Wolfa. W Warszawie także po wspomnianym roku nastąpił wzrost liczb Wolfa i częstości cyrkulacji atmosferycznej południkowej, wyraźny spadek zaś cyrkulacji wschodniej. W przebiegu czasowym opadów okres ten cechował się niższymi od średniej sumami rocznymi opadów atmosferycznych.

Roczne sumy opadów atmosferycznych wykazują cykliczność: 6, 12, 16, 19, 58 i 112 lat. Stwierdzone okresy w przebiegu miesięcznych i rocznych sum opadów pokrywają się z pojedynczymi cyklami aktywności Słońca, która cechuje się występowaniem cykli: 5-; 11,1-; 17-; 21,4-; 25-; 29-; 33-; 38-; 45-; 56-; 95-; 180-letnich.

W przebiegu rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie łatwo zaobserwować można ok. 5-letnie cykle, które zgodne są ze stwierdzoną przez Suryjaka (1974) cyklicznością 4-5-letnią opadów, wynikającą z zależności charakteryzowanego elementu klimatologicznego od terminu wiosennego zwrotu kierunku wiatrów w stratosferze.

Wykonana prognoza rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1986-2050 pozwala zauważyć, że od końca lat 80. XX wieku do końca drugiej dekady XXI stulecia opady będą kształtowały się ogólnie poniżej przeciętnych. Niewielkie maksima opadów zaznaczają się w 1896 i 2008 r., najniższych sum zaś należy spodziewać się w 1993, 2005 i 2007 r. Warto także podkreślić, że okres ten nawiązuje do przewidywanego (Stachý, 1970 i Boryczka, 1984) na ok. 2000 r. kolejnego wyraźnego minimum aktywności Słońca. Po 2020 r. opady będą prawdopodobnie obfitsze, lokalne maksima przypadają na 2026 i 2044 r., minimum lokalne zaś na 2035 r.

Przedstawiona prognoza, wykryta cykliczność w przebiegu opadów atmosferycznych w Warszawie, jak również przeprowadzona analiza wpływu na wysokość opadów aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej pozwala, choć w przybliżeniu (ze względu na dużą ilość oddziaływujących na opady czynników) zorientować się w rozkładzie opadów w Warszawie w najbliższych latach. Znajomość prawdopodobnych wysokości opadów ma także praktyczne znaczenie. Umożliwia m.in. planowanie właściwej gospodarki rolnej oraz racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych.

Badanie cykliczności opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980)

W badaniach zastosowano najpierw analizę harmoniczną. Przybliżoną analizę harmoniczną opadów atmosferycznych (y) stanowi k pierwszych wyrazów szeregu Fouriera:

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^k \left(a_j \cos \frac{2\pi jt}{N} + b_j \sin \frac{2\pi jt}{N} \right)$$

gdzie współczynniki Fouriera wynoszą

$$a_0 = y_{sr}, \quad a_j = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta y_i \cos \frac{2\pi jt_i}{N}), \quad b_j = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta y_i \sin \frac{2\pi jt_i}{N})$$

Równanie j -tej składowej harmoniczej można wyrazić w postaci

$$y_j = A_0 + A_j \sin \left(\frac{2\pi t}{T_j} + c_j \right)$$

gdzie $T_j = N/j$.

W przypadku pierwszej składowej harmoniczej $j=1$ – to okres N , w następnych zaś składowych $j=2, j=3, \dots, k$ – odpowiednio: $N/2, N/3, \dots, N/k$.

Dodatkowo wykorzystano metodę Boryczki (1984), polegającą na wyznaczeniu optymalnych cykli, dopasowując sinusoidy (metodą najmniejszych kwadratów)

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

o okresach (parametrach): $\theta = 1, 2, \dots, N$, do wyników pomiarów y_1, \dots, y_N .

Dokładność otrzymanych empirycznych trendów, wynikających z nakładania się optymalnych cykli:

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

dla miesięcy i roku określono przez:

- Odchylenie resztkowe ε , gdzie, $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$
- Współczynnik determinacji $R^2 = 1 - \varepsilon^2/s^2$, s^2 – wariancja zmiennej y ,
- Błąd standardowy estymacji $e = (N/N-k-1)^{0.5}\varepsilon$, N – liczba wyników pomiarów, k – liczba szacowanych parametrów (bez wyrazu wolnego)

Testem Fishera F weryfikowano hipotezę, że w populacji współczynnik korelacji wielokrotnej R jest zerem. Jeżeli wartość F była większa od wartości krytycznej, odczytanej z tablic rozkładu dla k i $N-k-1$ stopni swobody, to wówczas hipotezę zerową odrzucono i uznano, że R jest różne od zera. Wartości F_{kr} dla trendów aproksymujących miesięczne sumy wynoszą: $\alpha=0,1 - F_{kr}=1,46$, $\alpha=0,05 - F_{kr}=1,59$. Dla sum rocznych są następujące: $0,1, F_{kr}=1,60$; $0,05, F_{kr}=1,80$, $0,01, F_{kr}=2,31$.

Przeanalizowano także składowe trendu, wyznaczając ekstrema poszczególnych sinusoid. Obliczono je na podstawie wzorów:

$$t_{\min} = \left(\frac{3\pi}{2} - c\right) \frac{\theta}{2\pi} \quad t_{\max} = \left(\frac{\pi}{2} - c\right) \frac{\theta}{2\pi}$$

Analiza harmoniczna miesięcznych sum opadów atmosferycznych

Uzyskany dla stycznia empiryczny trend opadów ma następujące wartości amplitudy i fazy kolejnych składowych harmonicznych:

j	A	c
1	0,7487	-2,223
2	1,944	-1,559
3	6,655	-3,1,05
4	2,183	0,664
5	2,826	-0,324
6	3,621	3,099
7	1,750	2,716
8	2,855	0,623
9	1,225	-2,318
10	3,930	-2,073
11	0,271	2,245
12	1,370	-5,369

Z zestawienia wynika, że największa amplituda występuje w przypadku trzeciej harmonicznej, a więc sugeruje istnienie cyklu trwającego ok. 55 lat. Odchylenie i błąd estymacji w styczniu wynoszą $\varepsilon=15$ mm, $e=16$ mm.

Okresowe zmiany sum rocznych opadów atmosferycznych

W wiekowej zmienności miesięcznych sum opadów największą amplitudą cechują się cykle:

Cykl (w latach)	Miesiące
14	kwiecień
17	lipiec
18	maj, sierpień, listopad
21	marzec
42	październik
55	styczeń, grudzień
83	lutych, czerwiec

Wnikliwej analizie poddano roczne sumy opadów atmosferycznych w Warszawie. Analizę tę przeprowadzono w dwóch etapach. W pierwszym dokonano badania dla Θ przyjmującego wartości od 1, ..., 200. Otrzymane wartości amplitudy, współczynnika korelacji i testu Fishera przedstawiono na wykresie (rys. 2). Spośród wszystkich okresów wybrano te, którym odpowiadają największe wartości wymienionych miar statystycznych. Okazało się, że w przebiegu czasowym opadów atmosferycznych wyróżnić można cykle: 6, 12, 16, 19, 58 i 112-letnie. Okresom tym towarzyszą duże wartości amplitudy i współczynnika korelacji, a wartości testu Fishera wskazują, że wszystkie cykle są istotne na poziomie ufności 99%.

Oto równania optymalnych sinusoid (cykli):

$$y = 569,1 + 28,06 \sin(2\pi t/6 - 2,536)$$

$$y = 569,1 + 22,23 \sin(2\pi t/12 - 1,628)$$

$$y = 568,8 + 35,58 \sin(2\pi t/16 - 1,478)$$

$$y = 569,2 + 31,37 \sin(2\pi t/19 + 0,586)$$

$$y = 569,3 + 30,97 \sin(2\pi t/58 - 0,031)$$

$$y = 565,1 + 29,58 \sin(2\pi t/112 - 0,9167)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Okres	6	12	16	19	58	112
R^2	2,919	1,827	4,704	3,703	3,672	3,129
ε	114,1	114,7	113,0	113,6	113,7	114,0
e	115,1	115,8	114,4	114,7	114,7	115,0
$F_{ob.}$	2,481	1,535	4,073	3,172	3,145	2,665

Wartości testu Fishera wskazują, że wszystkie, z wyjątkiem cyklu 12-letniego, otrzymane równania są istotne na poziomie ufności 0,99.

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych sinusoidach wystąpiły w latach:

Okres	6	12	16	19	58	112
t_{min}	1820	1825	1829	1825	1857	1913
t_{max}	1817	1819	1821	1816	1828	1857

Pokrywające się w 1825 r. minima cykli 12- i 19-letniego powodują, że w roku tym jest najniższa aproksymowana suma roczna opadów (rys. 3).

Prognoza miesięcznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie do 2050 r.

Uwzględniając wyznaczone okresy w przebiegu rocznych sum opadów, otrzymano ogólny empiryczny trend:

$$y = 565,1 + 27,54\sin(2\pi t/6 - 2,5) + 22,81\sin(2\pi t/12 - 1,474) + 31,64\sin + 27,96\sin(2\pi t/16 - 1,538) + 27,96\sin(2\pi t/19 + 0,6055) + 27,77\sin(2\pi t/58 + 3,118) + 26,28\sin(2\pi t/112 - 0,7454)$$

Oceną dopasowania tego trendu do wartości zmierzonych są miary statystyczne:

$$R^2 = 18,24; \varepsilon = 104,7; e = 109,0; F_{ob.} = 2,881.$$

Wartość obliczona testu Fishera świadczy o istotności statystycznej równania na poziomie istotności 0,01.

Podsumowując należy stwierdzić, że wykryte podczas badania cykle w przebiegu czasowym opadów atmosferycznych w Warszawie nawiązują do pojedynczych cykli: 5; 11,1; 17; 21,4; 25; 29; 33; 38; 45; 56; 95; 180 lat efektywności Słońca.

Korzystając z wyznaczonych trendów, przeprowadzono prognozę miesięcznych i rocznych sum opadów w Warszawie do 2050 r. Ekstrapolowane wartości rocznych sum opadów przedstawiają wykresy (rys. 3).

Z przedstawionego kalendarza wynika, iż w ostatniej dekadzie XX w. obserwowane będą obniżone sumy opadów w styczniu, czerwcu i kwietniu. Dla większości miesięcy (luty, marzec, kwiecień, maj, lipiec, październik, listopad, grudzień) charakterystyczne są zmniejszone opady na przełomie lat 80. i 90. XX w. i ich wzrost na przełomie wieków.

Wynik ten zgadza się z sumami opadów dla Wrocławia z przewidywanymi przez Boryczkę (1984), który stwierdził: „Należy oczekiwać deszczowych lat pod koniec XX wieku”. Nie znaleziono natomiast potwierdzenia wniosku autora dotyczącego śnieżnych zim (styczeń) po 1987 r. – bezpośrednio po peryhelium komety Halley’a. Styczeń kolejnych lat w Warszawie będą prawdopodobnie mało śnieżne.

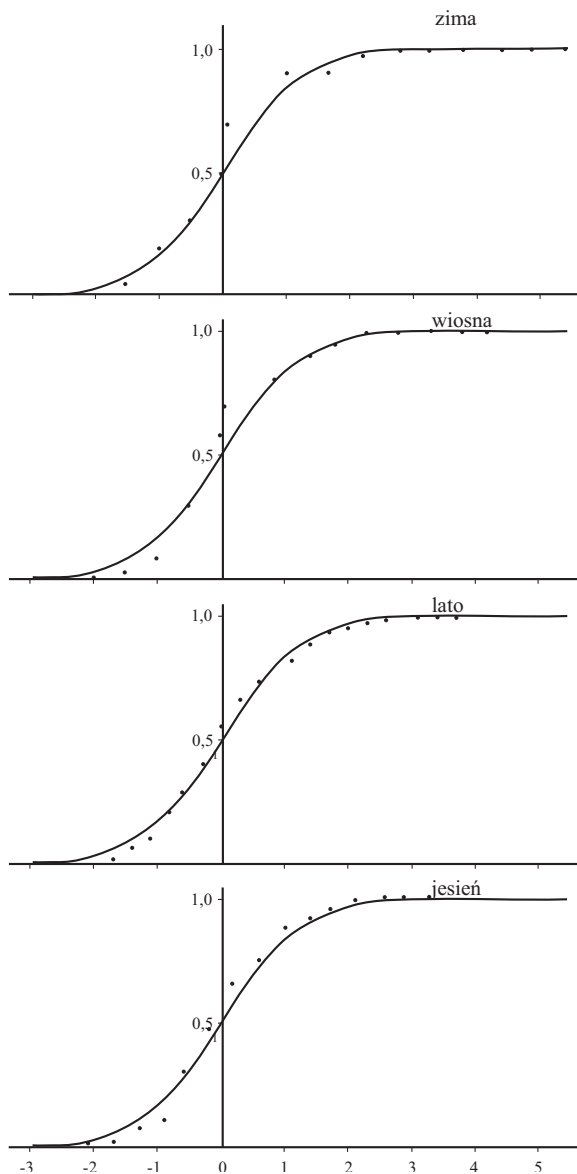
Sumy sierpniowego opadu zarówno pod koniec lat 80., jaki i na początku XXI w. będą nieco niższe, lokalne maksimum wystąpi w połowie lat 90. Pod koniec pierwszej dekady przyszłego wieku we wszystkich miesiącach z wyjątkiem stycznia i września zaznaczy się prawdopodobnie okres suchy. Obniżonych wartości omawianego elementu klimatologicznego należy się także spodziewać pod koniec lat objętych prognozą. Dotyczy to wszystkich miesięcy oprócz czerwca. W przypadku lipca ten suchy okres będzie obejmował dość duży przedział czasowy, bo około 20 lat.

Wyraźnie wyższych sum należy oczekiwać w latach 20. w maju, czerwcu, sierpniu, październiku i listopadzie, a w styczniu, marcu i kwietniu lokalne maksima wystąpią w połowie lat 30. W sierpniu i listopadzie większe opady będą w 10-leciu 2030-2040.

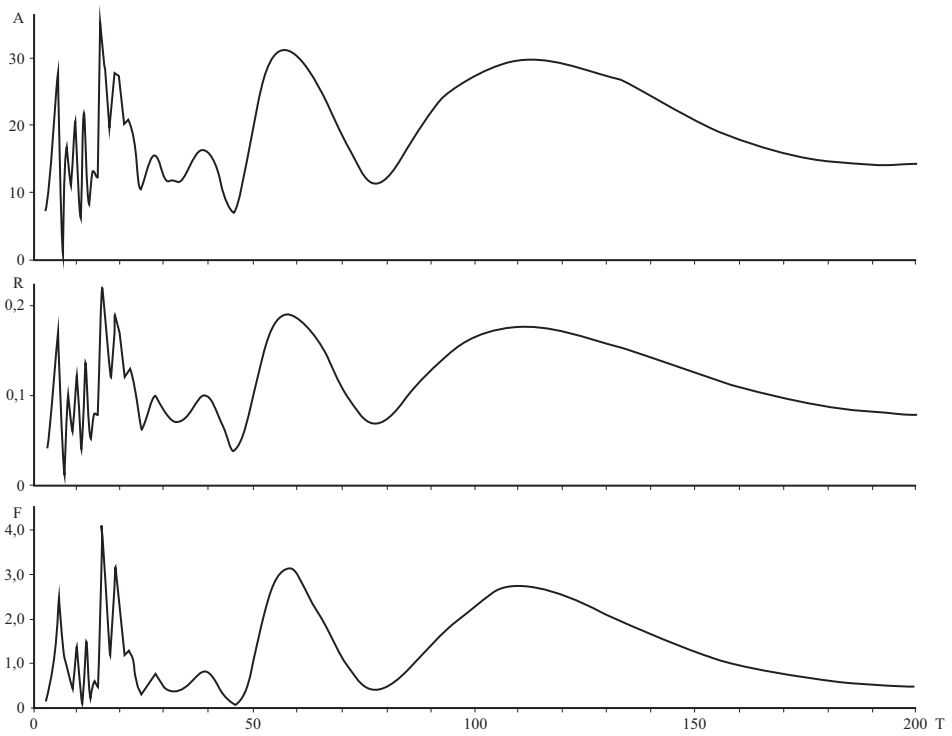
W lutym wyższe sumy obejmą większy przedział czasowy, bo lata 2015-2035 (z lokalnym minimum w 2024 r.), w przypadku zaś grudnia okres 2020-2040 o podwyższonych opadach będzie słabo zaznaczony.

Przeprowadzona prognoza sum rocznych opadów pozwala spodziewać się suchych lat 90. (lokalne minimum 1993 r. – 498 mm), w pierwszej i drugiej dekadzie przyszłego wieku. Najniższe sumy, które przypadają na 2005 i 2017 r., oddzielone są wzrostem opadów z maksimum lokalnym w 2008 r. Niższe sumy będą także w połowie lat 40. XXI w. Wyraźnie zaznaczone minimum wystąpi w 2035 r.

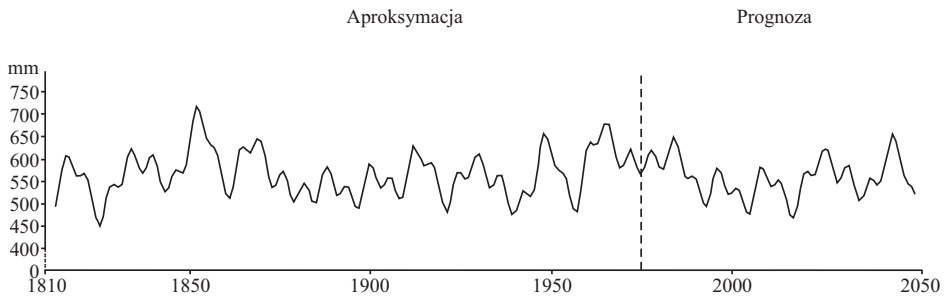
Poza wspomnianym okresem o wyższych sumach opadów rocznych (2008-2009 r.) wyróżnić można jeszcze 3 przedziały czasu, w których opady będą większe. Maksima lokalne w tych latach będą w 1996, 2026 i 2044 r. W roku 2044 wystąpi najwyższa z przewidywanych suma opadów.



Rysunek 1. Dystrybuanta empiryczna sezonowych sum opadów w odniesieniu do rozkładu normalnego



Rysunek 2. Optymalne okresy rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980



Rysunek 3. Trend wiekowy rocznych sum opadów atmosferycznych (superpozycja cykli: 6, 12, 16, 19, 58, 112-letniego)

5.1.4. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987

Autor: Katarzyna GRZĘDA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Miesięczne, sezonowe, półroczne i roczne sumy opadów przeanalizowane w niniejszej pracy są ogólną charakterystyką opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987. Mimo to, opracowanie wieloletniego przebiegu sum opadowych uwidoczniło ogromną różnorodność zmian tego elementu klimatu.

Analizując ciągi chronologiczne sum opadów, poszukiwano prawidłowości i porządku ich zmienności z roku na rok, kosztem znacznych uproszczeń - wygładzania, uśredniania i grupowania. Pamiętając o tych przybliżeniach jak również o stosowanych metodach analizy zebrano najważniejsze rezultaty opracowania.

Średnia roczna suma opadów (677 mm) jest wyższa od średniej (666 mm i 673 mm) wyznaczonej przez Kaczorowską (1962) dla dzielnic: Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz Kotliny i niziny podkarpackie. Zaliczenie Krakowa do dwóch dzielnic spowodowane jest analogiami, jakie wykazują szeregi opadowe Częstochowy i Krakowa. Natomiast, ze względu na swe położenie w dolinie Wisły, Kraków ciąży do naturalnego regionu nizin podkarpackich.

Obliczona przez Trepiańską (1977) średnia stuletnia suma rocznych opadów dla Krakowa (1876-1975) jest wyższa – wynosi 688 mm.

Podobnie jak w całej Polsce (Kozuchowski, 1985), suma opadów w Krakowie w półroczu ciepłym (452 mm) przewyższa ilość opadów półrocza chłodnego (225 mm), dlatego też fluktuacje sum opadowych ciepłej połowy roku w decydujący sposób rzutują na zmiany sum rocznych.

W sezonowym rozkładzie opadów w latach 1850-1987 potwierdzono ogólnie znaną cechę przebiegu rocznego, a mianowicie wyraźną przewagę opadów letnich nad opadami pozostałych pór roku. Najniższe opady obserwowane są zimą. Niemal identyczne sumy opadów wiosny i jesieni z małą (około 2 mm) przewagą opadów wiosny potwierdzają tezę Kaczorowskiej (1962), że „średnie sumy opadu jesieni prawie dokładnie odpowiadają średnim sumom wiosennym”. W południowych dzielnicach Polski autorka zaobserwowała, w większości przypadków, przewagę opadu wiosennego nad jesiennym.

W przebiegu rocznych średnich sum miesięcznych wyraźne maksimum opadów przypada na lipiec, a minimum na luty. Tę obowiązującą dla całej Polski prawidłowość potwierdzają także analizy przeprowadzone przez Trepiańską (1969). Wspólnie z Kozuchowskim (1986) stwierdzili związek opadów Krakowa z opadami Polski Północno-Zachodniej. Najprawdopodobniej jest to odzwierciedleniem związku z opadami pochodzenia atlantyckiego, związanymi z cyrkulacją północno-zachodnią.

O procesach opadotwórczych i sumach rocznych opadów tej części Polski, w przeciwieństwie do większej, pozostałej części kraju, decyduje głównie południkowy transport wilgoci.

Sumy ekstremalne oraz wartości współczynnika zmienności wskazują na nieznacznie większą ich zmienność w półroczu chłodnym niż ciepłym.

Spośród sezonów największym zakresem zmienności charakteryzuje się wiosna, a najmniejszym lato. Natomiast w poszczególnych miesiącach największe wahania opadów zanotowano w październiku, a najmniejsze w grudniu.

W Krakowie w czasie 138 lat najczęściej wystąpiły:

- zimy, w których najwilgotniejszy był grudzień i najsuchszy luty,
- wiosny, w których najwilgotniejszym miesiącem był maj, a najsuchszym marzec,
- lata o największych opadach w czerwcu, a najmniejszych w sierpniu,
- jesień z maksimum opadów we wrześniu i minimum w listopadzie lub październiku.

Opady zimowe zbliżone są do średniej z wielolecia, o czym świadczy zarówno niewielka liczba klas wysokości notowanych opadów, jak również duże częstotliwości przedziału najczęściej występującego 21-40 mm (ponad 40%), rys.1.

Opady letnie są najbardziej zmienne, obejmują największą liczbę klas, które z jednym wyjątkiem występują z częstotnością poniżej 10%.

W zmienności czasowej opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 można wyróżnić najwilgotniejszy okres na przełomie wieków, którego początek i koniec przypada na inny rok w zależności od miesiąca czy pory roku, mimo iż opady jesieni i zimy oraz stycznia, października i listopada cechowała tendencja ujemna. Potwierdza to wnioski wielu autorów, którzy pisali o oceanizacji klimatu Polski w pierwszych dwóch, trzech dekadach XX w. (Horwitz 1929, Romer 1947, Kozuchowski, Marciniak 1986), a także zgadza się z wyznaczonymi przez Trepiańską (1977) epokami suchymi i mokrymi w Krakowie. Najsuchsze natomiast okazały się lata 1925-1955.

Z wielu względów interesujące i istotne są próby wyjaśnienia przyczyn kształtowania się wieloletniej zmienności opadów. Wskazano na istniejące związki opadów w Krakowie z cyrkulacją atmosferyczną oraz aktywnością Słońca. Nie wykazano dominującego wpływu intensywności cyrkulacji strefowej na wieloletnie zmiany wysokości opadów.

Zmiany wiekowe opadów atmosferycznych w porównaniu do 11-letniego cyklu aktywności Słońca wykazują relację odwrotną. Maksimum liczb Wolfa odpowiadają przeważnie obniżone sumy opadów.

Odchylenia od średnich wieloletnich w przebiegu czasowym opadów i aktywności Słońca nie są tak jednoznaczne. W latach 1870-1930 z osłabioną działalnością Słońca wiąże się podwyższenie sum opadów, natomiast wilgotne lata po 1955 r. występują podczas wzmożonej aktywności Słońca.

U podstaw zmienności opadów leżą czasowe wahania przebiegu warunków cyrkulacyjnych. Wzrostom częstotliwości cyrkulacji południkowej odpowiadają występujące z dekadowym opóźnieniem nasilenia opadów. Od początków XX w. słabnąca cyrkulacja zachodnia spowodowała obniżenie sum opadów. Natomiast zwiększona częstotliwość ruchu powietrza o składowej wschodniej powodowała pojawienie się lat wilgotnych, a jej stabilizacja lat suchych. Brak jednoznacznej zależności przypomina sugestię Kozuchowskiego (1984), iż opady w Krakowie w przeciwieństwie do prawie całej Polski zmieniają się niezależnie od cyrkulacji strefowej, a o sumach rocznych opadów decyduje głównie południkowy transport wilgoci.

Przyjmując możliwość wzmożonego wpływu aktywności Słońca na osłabienie cyrkulacji strefowej i aktywizację cyrkulacji południkowej (Kozuchowski 1986, Osuchowska-

Klein 1985) zbadano tę zależność w Krakowie. Krzywa przebiegu czasowego cyrkulacji C wykazuje podobieństwo do zmienności aktywności Słońca. W całej Polsce w roku 1940 nastąpił wzrost liczb Wolfa i częstości południkowej zaś wyraźny spadek cyrkulacji zachodniej. W przebiegu czasowym opadów okres ten cechował się niższymi od średniej sumami rocznymi opadów atmosferycznych. Kozuchowski (1986) stwierdza, iż po 1940 r. w Polsce nastąpił rozwój kontynentalizmu jako efekt wzrostu liczb Wolfa.

W wiekowej zmienności miesięcznych sum opadów największą amplitudą cechują się cykle o długości (T lat):

- 4 – grudzień,
- 6 – sierpień,
- 8 – czerwiec,
- 10 – marzec,
- 12 – styczeń,
- 13 – kwiecień, maj,
- 14 – luty, wrzesień, listopad,
- 44 – październik,
- 56 – lipiec.

Roczne sumy opadów atmosferycznych wykazują cykliczność: 12, 14, 23, 30, 64 lat. Stwierdzone okresy w przebiegu miesięcznych i rocznych sum opadów pokrywają się z pojedynczymi cyklami aktywności Słońca, która cechuje się występowaniem cykli: 5-; 11,1-; 17-; 21,4-; 25-; 29-; 33-; 38-; 45-; 56-; 95-letnich.

Z prognoz letnich i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie na lata 1988-2020 wynika (rys.3-4), że nie należy spodziewać się lat o znacznie zwiększonych opadach. Do końca bieżącego stulecia przeważnie będą występować opady powyżej normy z maksimum lokalnym w 1996 r. Najniższe sumy przypadną w 2001 i 2013 r. i oddzielone będą krótkotrwałym wzrostem opadów z maksimum lokalnym w 2008 r. Ostatnie lata objęte prognozą także będą miały odchylenia dodatnie, a na 2020 r. przewidywane jest maksimum absolutne tego okresu. Około roku 2000 Stachy (1970) i Boryczka (1984) przewidują kolejne wyraźne minimum aktywności Słońca.

Różnorodność czynników oddziałujących na opady sprawia, że prognoza pozwala jedynie w przybliżeniu określić rozkład opadów w Krakowie w nadchodzącym trzydziestoleciu. Znajomość potencjalnych wysokości opadów ma jednak ogromne znaczenie praktyczne przy planowaniu właściwej polityki rolnej i racjonalnego zagospodarowania zasobów wodnych.

Cykliczne wahania opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987

Badanie cykliczności opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 przeprowadzono wykorzystując metodę zaproponowaną przez Boryczkę (1984), polegającą na wyznaczeniu optymalnych cykli, dopasowując sinusoidę (metodą najmniejszych kwadratów)

$$y = A + B \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + c \right)$$

o zmiennym okresie (parametrze): $T=1, 2, \dots, 140$ do wyników pomiarów: y_1, \dots, y_N .
 Optymalne okresy – to maksima współczynnika korelacji R , amplitudy B (mm); rys. 2.
 Miarami dokładności empirycznych trendów dla miesięcy, sezonów, półroczy i roku są:

- Wariancja resztkowa $\varepsilon^2 = 1/N \sum ([y_i - f(t_i)]^2$
- Współczynnik determinacji, który jest oceną dokładności całego równania $R^2 = 1 - \varepsilon^2/s^2$, gdzie s^2 jest wariancją zmiennej y .

Innymi miarami dokładności aproksymacji danych y_1, \dots, y_N są:

- Odchylenie resztkowe $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$,
- Błąd standardowy estymacji $e = (N/N-k-1)^{0,5} \varepsilon$; N - liczba obserwacji, k - liczba szacowanych parametrów (bez wyrazu wolnego),
- Test Fishera, który testuje hipotezę, że w populacji współczynnik korelacji wielokrotnej R jest zerem, z odczytaną z tablic F_{kr} dla N i $N-k-1$ stopni swobody dla ustalonego z góry poziomu istotności. Jeżeli $F > F_{kr}$, wówczas hipotezę zerową należy odrzucić i uznać, że R jest różne od zera. W przeciwnym przypadku nie ma podstaw do odrzucenia tej hipotezy.

Wartości F_{kr} dla równań dotyczących miesięcznych, sezonowych, półrocznych i rocznych sum są następujące:

p. ist.	F_{kr}
0,1	2,35
0,05	3,07
0,01	4,78

Przeanalizowano także składowe trendu, wyznaczając ekstrema poszczególnych sinusoid na podstawie wzorów: $t_{\min} = (3\pi/2 - c)T/2\pi$, $t_{\max} = (\pi/2 - c)T/2\pi$.

Okresowe zmiany sum miesięcznych opadów w Krakowie prześledzono, analizując wyliczone na podstawie danych wartości amplitudy (a) i współczynnika korelacji (R). Podstawą wyboru zamieszczonych poniżej równań sinusoid była wartość obliczona testu Fishera przekraczająca F_{kr} na poziomie istotności 0,1, 0,05 i 0,01.

Obliczone dla stycznia wartości statystyki Fishera wskazują, iż najsilniej zaznacza się okres trwający 12 lat.

W przebiegu czasowym sezonu wiosennego wyróżniono cykle 13- i 23-letni opisane równaniami:

$$y = 150,3 + 16,03 \sin(2\pi t/13 + 2,002)$$

$$y = 150,0 + 13,44 \sin(2\pi t/23) + 1,723$$

o następujących miarach dokładności:

Cykle	13	23 lat
R^2	0,046	0,032
ε	51,64	52,00
e	52,21	52,67
F_{obl}	3,233	2,264
p.ufn	0,95	.

Ekstrema tych sinusoid (13 i 23 lat) wystąpiły w latach: cykle 13 lat – t_{\min} 1905, 1958, t_{\max} 1841, 1844.

W sezonie letnim zaobserwowano cykle: 6-, 31-, 63-letnie opisane następującymi równaniami. Wartości testu Fishera wskazują, że cykle 6- i 31-letni są istotne na poziomie ufności 95%, a 63-letni na poziomie 99%.

$$y = 275,2 + 26,97\sin((2\pi/6)t - 3,007)$$

$$y = 277,1 + 26,92\sin((2\pi/31)t - 3,094)$$

$$y = 275,7 + 35,10\sin((2\pi/63)t + 2,653)$$

Oto wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji ($F_{kr}=3,819, 3,807, 6,255$ dla poziomów ufności 0,90, 0,95, 0,99):

Cykle	6	31	63
R^2	0,054	0,054	0,085
ε	80,22	80,22	78,88
e	81,10	81,11	79,75
F_{obl}	3,819	3,807	6,255
p.ufn	0,95	0,95	0,99

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach występują w latach

Cykle	6	31	63
t_{min}	1923	2230	2053
t_{max}	1893	2078	1742

Równania optymalnych cykli w sezonie jesiennym są następujące:

$$y = 148,8 + 25,33\sin(2\pi t/14 + 0,196)$$

$$y = 149,3 + 14,35\sin(2\pi t/30 + 1,786)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Cykle	14	30 lat
R^2	0,108	0,034
ε	51,80	51,80
e	53,90	54,49
F_{obl}	8,181	2,401
p.ufn	0,99	0,90

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach występują w latach

Cykle	14	30 lat
t_{min}	1949	1988
t_{max}	1880	1840

W przebiegu czasowym opadów atmosferycznych w sezonie zimowym wyróżniono cykl 53-letni istotny na poziomie ufności 0,95. Pozostałe nie są istotne nawet na poziomie istotności 0,10. Wspomniany cykl, o ekstremalnych sumach opadów w latach $t_{min} = 2179$, $t_{max} = 1917$, wyrażono równaniem sinusoidy:

$$y = 99,3 + 11,43\sin(2\pi t/53 + 0,758)$$

o następujących miarach dokładności trendu: $R^2=0,061$, $\varepsilon=31,93$, $e=32,28$, $F_{obl}=4,336$, p. ufności= $0,95$

W półroczu chłodnym wyróżniono cykl 4-letni na poziomie ufności 90% i 14-letni na poziomie ufności 99%. Równania:

$$y = 224,5 + 15,73\sin(2\pi t/4 - 0,986)$$

$$y = 224,6 + 21,65\sin(2\pi t/14 + 0,077)$$

charakteryzują następujące miary dokładności: cykle 4 i 14 lat

Cykle	4	14 lat
R^2	0,041	0,078
ε	54,00	52,94
e	54,59	53,52
F_{obl}	2,869	5,723
p.ufn	0,90	0,99

Ekstremalne sumy opadów w przedstawionych cyklach wystąpiły w:

Cykle	4	14 lat
t_{min}	1886	1952
t_{max}	1907	1883

Natomiast w półroczu ciepłym, dzięki zastosowaniu metody sinusoid, wyróżniono cykle: 3-, 6-, 30-, 66-letnie. Oto równania optymalnych sinusoid:

$$y = 450,0 + 28,30\sin(2\pi t/3 + 1,688)$$

$$y = 450,0 + 27,43\sin(2\pi t/6 - 0,029)$$

$$y = 453,0 + 48,36\sin(2\pi t/30 + 2,369)$$

$$y = 450,3 + 40,11\sin(2\pi t/66 + 2,960)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Cykle	3	6	30	66 lat
R^2	0,037	0,034	0,105	0,071
ε	102,10	102,20	98,42	100,30
e	103,30	103,40	99,51	101,40
F_{obl}	2,578	2,417	7,943	5,174
p.ufn	0,90	0,90	0,99	0,99

Wartości testu Fishera wskazują że równania cyklu krótszych są istotne na niższym poziomie ufności niż cykle dłuższe. Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach wystąpiły w latach:

Cykle	3	6	30	66 lat
t_{min}	1864	1986	1960	2031
t_{max}	1850	1865	1812	1706

W przebiegu czasowym opadów atmosferycznych roku wyróżnić można cykle: 12-, 14-, 23-, 30-, 64-letnie. Okresom tym towarzyszą duże wartości amplitudy i współczyn-

nika korelacji, wartości testu Fishera zaś wskazują, że wszystkie cykle, z wyjątkiem 23-letniego, są istotne na poziomie ufności powyżej 90%. Oto równania optymalnych sinusoid (cykli):

$$y = 675,5 + 30,23\sin(2\pi t/12 - 0,869)$$

$$y = 676,0 + 33,97\sin(2\pi t/14 - 0,210)$$

$$y = 676,2 + 28,22\sin(2\pi t/23 + 1,073)$$

$$y = 679,0 + 50,00\sin(2\pi t/30 + 2,207)$$

$$y = 676,2 + 41,72\sin(2\pi t/64 + 2,600)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Cykle	12	14	23	30	64
R^2	0,037	0,047	0,033	0,099	0,066
ε	109,2	108,6	109,4	105,6	107,5
e	110,4	109,8	109,4	106,7	108,7
F_{obl}	2,608	3,353	2,266	7,467	4,793
p. ufn	0,90	0,95	.	0,99	0,99

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach wystąpiły w latach:

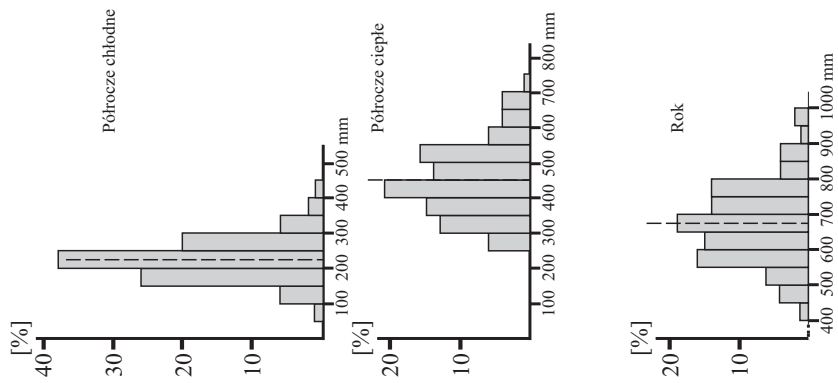
Cykle	12	14	23	30	64
t_{min}	1955	1958	1981	1968	2062
t_{max}	1896	1889	1868	1820	1746

Uwzględniając wyznaczone okresy w przebiegu półrocznych i rocznych sum opadów otrzymano ogólne trendy empiryczne, które zestawiono w tabeli 1. Zamieszczono w niej również miary statystyczne będące oceną dopasowania danego trendu do wartości zmierzonych.

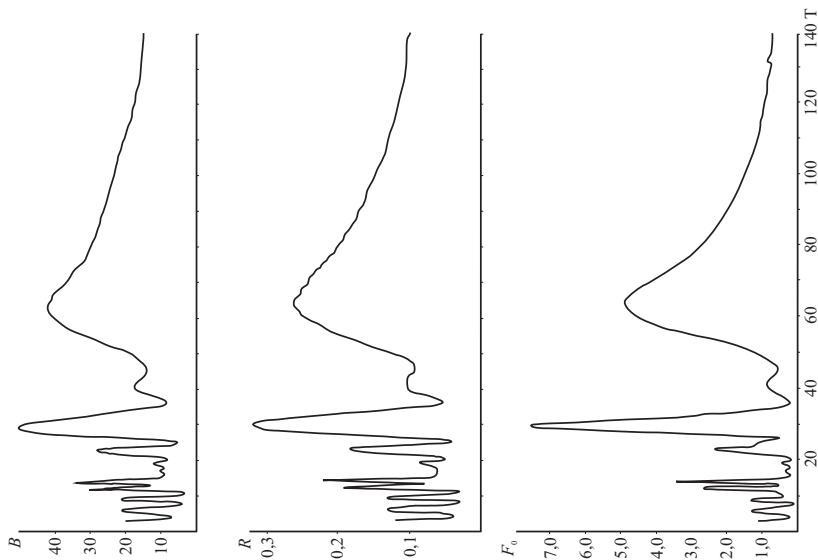
Wartości obliczone statystyki Fishera-Snedecora świadczą o istotności statystycznej tych równań na poziomie istotności 0,01. Prognozy letnich, półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie do roku 2020 przedstawiają wykresy na rys. 3-4.

Tabela 1. Trend empiryczny półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 (e - błąd estymacji, R^2 – współczynnik determinacji, F_{obl} – statystyka Fishera-Snedecora)

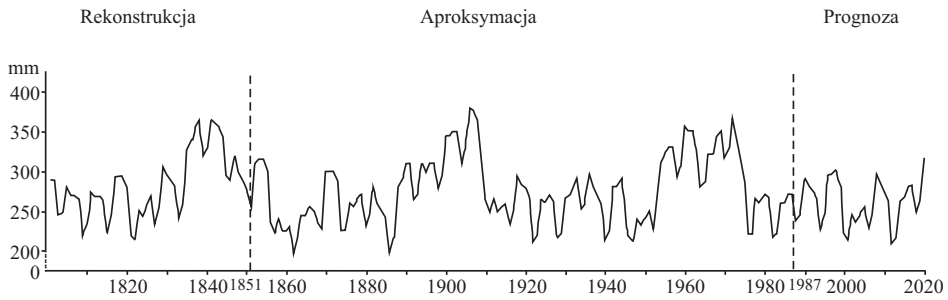
Równania trendów czasowych $y=f(t)$	e	R^2	F_{obl}	Ist.
<p>Półrocze chłodne</p> $y = 223,7 + 15,18\sin(2\pi t/4 + 0,529) + 13,43\sin(2\pi t/7 - 1,922)$ $+ 11,67\sin(2\pi t/12 - 0,696) + 19,44\sin(2\pi t/14 - 0,483)$ $+ 9,15\sin(2\pi t/16 - 0,228) + 10,0\sin(2\pi t/23 + 1,485) + 9,29\sin(2\pi t/119 + 2,826)$	51,6	0,22	2,39	0,01
<p>Półrocze ciepłe</p> $y = 453,4 + 27,83\sin(2\pi t/3 - 2,534) + 26,76\sin(2\pi t/6 - 1,839)$ $+ 46,8\sin(2\pi t/30 + 2,578) + 10,4\sin(2\pi t/44 - 1,567) + 38,91\sin(2\pi t/66 + 2,833)$	94,0	0,25	4,21	0,01
<p>Rok</p> $y = 678,2 + 19,85\sin(2\pi t/3 - 2,316) + 20,83\sin(2\pi t/6 - 2,197)$ $+ 18,21\sin(2\pi t/9 - 1,487) + 27,75\sin(2\pi t/12 - 0,178) + 31,85\sin(2\pi t/14 + 0,094)$ $+ 17,68\sin(2\pi t/23 + 1,534) + 45,76\sin(2\pi t/30 + 2,489) + 39,80\sin(2\pi t/64 + 2,554)$	99,8	0,30	3,21	0,01



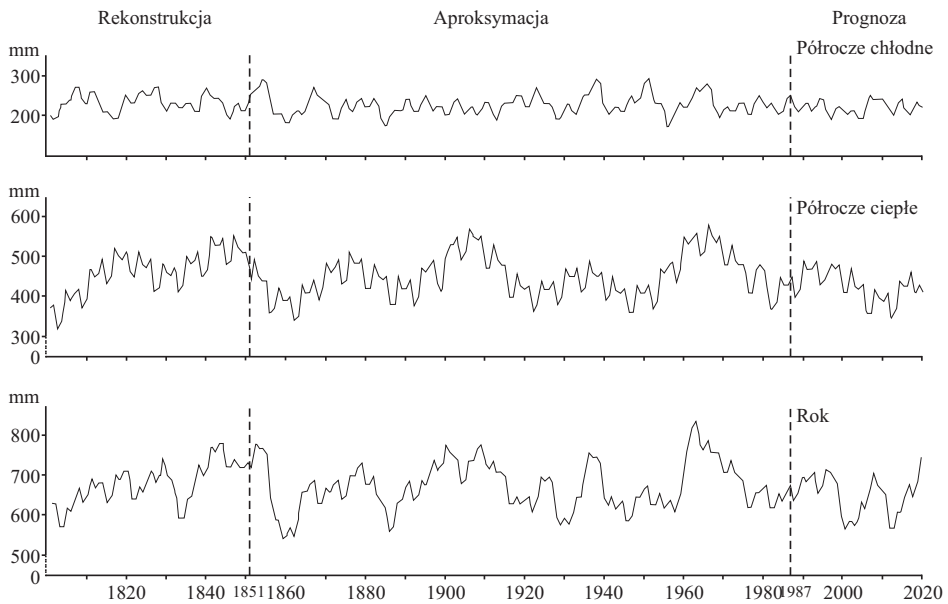
Rysunek 1. Histogram częstotliwości półrocznych i rocznych sum opadów w okresie 1850-1987



Rysunek 2. Optymalne okresy rocznych sum opadów w Krakowie w latach 1850-1987 (B – amplituda, mm, R – współczynnik korelacji, F_0 – statystyka Fishera-Snedecora)



Rysunek 3. Trend wiekowy sum opadów w sezonie letnim w latach 1800-2020



Rysunek 4. Trend wiekowy półrocznych i rocznych sum opadów w latach 1800-2020

5.1.5. Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie

Autor: Małgorzata TOMASIK
Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Analiza temperatury powietrza (1813-1979) i opadów atmosferycznych (1813-1980) w Warszawie pozwoliła na określenie związków między nimi w czasie (tab. 1-3, rys. 1-4).

W przebiegu wiekowym temperatury powietrza i opadów atmosferycznych we wszystkich analizowanych przedziałach czasowych (tj. sezonach, półroczach i roku) można wyróżnić okresy, w których zmiany obu elementów były podobne. Wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszył przyrost wartości drugiego.

Przedstawione powyżej związki występują w latach skrajnych badanego wielolecia, jak również na przełomie XIX i XX wieku.

Należy podkreślić, iż długość tych okresów jest różna w zależności od pory roku, półrocza i roku.

W sezonie zimowym, wiosennym, jesiennym, półroczu chłodnym i roku początkowe lata badanego wielolecia charakteryzują się niższymi wartościami temperatury powietrza i opadów atmosferycznych. Był to więc okres chłodny i suchy.

We wszystkich wymienionych powyżej sezonach, półroczu i roku końcowe lata analizowanego przedziału czasowego stanowiły okres ciepły i wilgotny. Zarówno wartości temperatury, jak i opadu w tych latach przewyższały wartość średnią z wielolecia.

Przełom XIX i XX wieku w poszczególnych porach roku, półroczach i roku stanowił okres o wartościach temperatury i opadu wyższych lub oscylujących wokół średniej.

W sezonie zimowym, wiosennym, półroczu chłodnym i roku przełom poprzedniego i naszego stulecia to lata o wyższych od średniej z wielolecia wartości temperatury i nieznacznie ją przekraczających sumach opadów.

W przypadku sezonu jesiennego lata przełomowe stanowią okres, w którym temperatura i opad oscylują wokół przeciętnej.

W pozostałych latach badanego wielolecia tendencja zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są przeciwne. Wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszy spadek drugiego i przeciwnie.

Należy podkreślić, że w sezonie letnim i półroczu ciepłym tendencje zmian temperatury i opadów w czasie są nieco inne. W tych przedziałach czasowych na przemian występują okresy o tendencjach zmian temperatury i opadów podobnych lub przeciwnych. Obejmują one w niektórych przypadkach zaledwie kilka, w większości kilkanaście, rzadko kilkadziesiąt lat.

Wnikliwsza analiza przebiegu temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w całym analizowanym okresie, jak również w krótszych przedziałach czasowych (1813-1900, 1901-1979 dla temperatury, 1901-1980 dla opadu), na podstawie otrzymanych równań prostych regresji, umożliwiła ilościowe określenie zmian tych elementów klimatu w czasie jak również ich współzależności.

W sezonie zimowym, jesiennym, półroczu chłodnym i roku zarówno temperatura, jak i opad wykazują tendencję wzrostową w badanym wieloleciu. Przyrosty całkowite temperatury odpowiednio wynoszą: 2,3°C; 1,0°C; 1,9°C; 1,2°C, natomiast opadu: 18,0 mm; 11,4 mm; 23,0 mm; 19,0 mm.

Podział serii obserwacyjnej na dwa przedziały czasowe obejmujące XIX i XX wiek prowadzi do zmiany charakteru tendencji przebiegu temperatury i opadów.

W sezonie zimowym, półroczu chłodnym w poprzednim stuleciu oba elementy klimatu mają wzrostową tendencję zmian. W bieżącym stuleciu spadkowi temperatury odpowiada wzrost sum opadów.

W przebiegu rocznym w XIX wieku wzrostowi temperatury w czasie odpowiada spadek opadu. W wieku XX spadkowi temperatury towarzyszy wzrost sum opadów.

Jedynie w sezonie jesiennym podział serii obserwacyjnej na dwa przedziały czasowe nie zmienia tendencji przebiegu temperatury i opadów. Podobnie jak w całym wieloleciu w XIX i XX wieku następuje wzrost obu elementów klimatu w czasie.

W pozostałych porach roku (tj. wiosną, latem), jak również w półroczu ciepłym w analizowanym wieloleciu wzrostowi temperatury w czasie odpowiadał spadek sum opadu. Wynosił on: 1,4°C i 3 mm w sezonie wiosennym, 0,2°C i 6,7 mm w porze letniej, 0,9°C i 3 mm w półroczu ciepłym.

Analiza zależności sum opadu atmosferycznego od temperatury powietrza (na podstawie prostych regresji) wskazuje, że jedynie w sezonie zimowym i półroczu chłodnym wzrostowi temperatury towarzyszy przyrost sum opadu. I tak zimą przyrostowi temperatury o 1°C odpowiada zwiększenie sum opadów o 2,5 mm, w półroczu chłodnym o 1,6 mm.

Podobny (co do charakteru) związek zachodzi pomiędzy tymi elementami klimatu zarówno w XIX, jak też XX wieku.

W pozostałych sezonach, półroczu i roku wzrostowi temperatury odpowiada spadek sum opadu. Przyrost temperatury o 1°C wywołał w sezonie wiosennym zmniejszenie opadu o 1,7 mm, latem o 20,4 mm, jesienią o 3,2 mm, w półroczu chłodnym o 31,1 mm, w roku o 13,4 mm.

W celu dokładniejszego określenia zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w czasie, jak również zależności opadów od temperatury wyznaczono wielomiany drugiego stopnia. Umożliwiło to (w przeciwieństwie do prostych regresji) wyznaczenie lat, w których wystąpiły wartości ekstremalne, jak również wyznaczenie tych przedziałów czasowych (np. sezonu), w których zakres wahań elementów klimaty był największy lub najmniejszy.

Jedynie w sezonie jesiennym zaznaczyły się podobne tendencje zmian obu elementów klimatu w czasie. Otrzymano jedno ramię paraboli, świadczące o tendencji rosnącej.

W sezonie zimowym i półroczu chłodnym w przypadku opadu otrzymano także jedno ramię paraboli, świadczące o tendencji rosnącej. Natomiast temperatura powietrza wykazuje w tych przedziałach czasowych tendencję rosnąco-malejącą.

W pozostałych porach roku (wiosna, lato), półroczu ciepłym i roku temperatura powietrza wykazuje tendencję rosnąco-malejącą, natomiast opad – malejąco-rosnącą.

Wartości ekstremalne temperatury (°C) i opadu (mm) przypadają na lata:

	T (max)	Op (min)
wiosna	1963 (7,7)	1924 (121,7)
lato	1907 (17,9)	1906 (93,0)
półrocze ciepłe	1923 (14,7)	1900 (350)
rok	1948 (7,9)	1880 (559,9)

Analiza równań drugiego stopnia umożliwia także stwierdzenie, że największe wahania temperatury występują w zimie ($2,5^{\circ}\text{C}$), opadu zaś latem (20 mm).

Najmniejsze zmiany wykazuje temperatura w sezonie letnim ($0,6^{\circ}\text{C}$), opad w sezonie wiosennym (4 mm).

Większy zakres wahań elementów klimatu występuje w półroczu chłodnym niż ciepłym.

Zmiany temperatury w przebiegu rocznym dochodzą do $1,3^{\circ}\text{C}$, opadu do 34 mm.

Równania parabol określające zależność opadów atmosferycznych od temperatury powietrza wskazują, że w sezonie letnim, jesiennym, półroczu ciepłym i roku występuje tylko jedno ramię paraboli. Świadczy ono o istnieniu zależności przeciwnej (ze wzrostem temperatury następuje spadek opadu).

W omawianym przedziale czasowym 1813-1979 także w sezonie zimowym występuje tylko jedno ramię paraboli. Przebieg jego świadczy o odmiennej, od przedstawionej powyżej, zależności zmian (wzrostowi temperatury odpowiada zwiększenie sum opadu).

Jedynie w sezonie wiosennym i półroczu chłodnym zaznaczają się oba ramiona paraboli. W pierwszym z wymienionych przedziałów czasowych występuje zależność rosnąco-malejąca, w drugim malejąco-rosnąca.

Największymi zmianami sum opadów wywołanymi wahaniami temperatury cechuje się sezon letni, a najmniejszymi – wiosna.

W wiekowej zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wykryto cykliczność zmian. Niektóre cykle temperatury i opadu w sezonach, półroczach i roku obejmują podobną liczbę lat:

Przedziały czasowe	cykle wyrażone w latach	
	temperatura	opady
wiosna	4; 13	3; 12
lato	7; 16	6; 16
jesień	5; 9; 21; 31	5; 10; 20; 32
rok	4; 17	6; 16

Wartości ekstremalne niektórych cykli (sinusoid) temperatury i opadów przypadają prawie na te same lata. I tak np. w sezonie letnim maksimum cyklu 7-letniego temperatury i 6-letniego opadu przypada na ten sam rok tj. 1816.

Należy także zaznaczyć, że poszczególne cykle temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są zbliżone do pojedynczych cykli aktywności Słońca obejmujących: 5; 11,1; 17; 12,4; 25; 29; 33; 38; 45; 56; 95; 180 lat.

Dokonana prognoza temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie do roku 2100 pozwala wnioskować, że u schyłku XX wieku i przez cały XXI wiek temperatura charakteryzować się będzie małym zakresem wahań wynoszącym zaledwie $0,8^{\circ}\text{C}$ (od $6,7^{\circ}\text{C}$ do $7,5^{\circ}\text{C}$). Będą to wartości temperatury niższe od występujących w XX wieku, zbliżone natomiast do tych, które wystąpiły w pierwszej połowie XIX wieku. Należy jednak pamiętać, że pomimo tak małych zmian tego elementu klimatu wystąpią lokalne ochłodzenia i ocieplenia mniej więcej co 6-7 lat.

Roczne sumy opadów atmosferycznych w latach dziewięćdziesiątych XX wieku odznaczać się będą niższymi wartościami. Najniższe wystąpią w latach: 1993, 1999.

Małe sumy opadów wystąpią także w latach: 2005, 2017, 2035, 2051, 2074. Będą się one wahały od 480 mm do 520 mm.

Pomiędzy wymienionymi minimami lokalnymi sum opadów wystąpią lata o wyższych opadach: 2008 (562 mm), 2026 (639 mm), 2044 (643 mm), 2062 (633 mm).

Okres wilgotny zaznaczy się także od lat siedemdziesiątych do końca przyszłego wieku. Maksimum sum opadów wystąpi w roku 2081 (663 mm) i będzie to zarazem maksimum absolutne przyszłego stulecia.

Przedstawiona prognoza wiekowych zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych, jak również wykryta cykliczność zmian i związków pomiędzy tymi elementami klimatu dają możliwość przewidywania, z pewnym przybliżeniem, rozkładu temperatury i opadów w Warszawie w przyszłym stuleciu.

W niniejszej pracy oprócz wykrycia i określenia związków pomiędzy temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi podjęto próbę wyjaśnienia genezy zmian tych elementów klimatu.

Niewątpliwie elementem genezy zmienności temperatury i opadu jest aktywność Słońca. Przeprowadzona analiza wykazała, że wyższe wartości obu elementów klimatu występują przy maksimum plam słonecznych. Jedynie w sezonie letnim i półroczu ciepłym wyższe wartości temperatury występują przy maksimum liczb Wolfa, natomiast wyższe sumy opadów przy minimum.

Najwyższe wartości temperatury i opadów w sezonie zimowym, wiosennym i półroczu chłodnym związane są z osłabioną działalnością Słońca.

W sezonie letnim, półroczu ciepłym i roku maksimum temperatury przypada na lata ze wzmożoną aktywnością słoneczną, natomiast najwyższa suma opadów związana jest – z osłabioną.

Odwrotna sytuacja istnieje w sezonie jesiennym.

Najniższe wartości temperatury i opadów w sezonie zimowym, wiosennym, półroczu chłodnym i roku wywołane są zmniejszoną liczbą plam słonecznych.

W sezonie letnim i półroczu ciepłym najniższa wartość temperatury związana jest z osłabioną działalnością Słońca, opadu – ze wzmożoną.

Odwrotnie jest w sezonie jesiennym.

Proste regresji obrazujące zależność temperatury i opadów od liczb Wolfa wskazują, że ze wzrostem aktywności Słońca następuje przyrost obu elementów klimatu. Wyjątek stanowi jedynie sezon zimowy w przypadku temperatury i półroczu ciepłe dla opadów, kiedy to zaznacza się regresja ujemna.

Większość jednak równań prostych regresji nie jest istotna na poziomie 0,1.

Wiekowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych można wytłumaczyć zmianami częstości występowania różnych typów cyrkulacji (według klasyfikacji Wangenheima).

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że w sezonie zimowym, letnim, półroczu ciepłym przebieg obu elementów klimatu w największym stopniu wiąże się ze zmianami cyrkulacji południkowej (C). Wzrostowi częstości występowania tego typu cyrkulacji odpowiada przyrost temperatury i opadów (wyjątek stanowi lato i półrocze ciepłe, gdyż opad ulega wtedy zmniejszeniu).

W sezonie jesiennym i półroczu chłodnym podobna tendencja zmian zaznacza się w przebiegu temperatury, opadów i cyrkulacji wschodniej (E).

Wiosną przebieg temperatury jest podobny do zmian cyrkulacji zachodniej (W), natomiast opadu – do cyrkulacji wschodniej (E).

Roczne sumy opadów, podobnie jak w sezonie wiosennym, najbardziej zbliżone są do zmian cyrkulacji wschodniej (E).

W przypadku temperatury do lat trzydziestych XX wieku jej przebieg nawiązuje do zmian cyrkulacji wschodniej, w następnych – do cyrkulacji południkowej.

Równania prostych regresji określające zależność pomiędzy temperaturą powietrza i opadem atmosferycznym a poszczególnymi typami cyrkulacji wskazują, że wzrostowi częstości dni z cyrkulacją wschodnią towarzyszy wzrost temperatury i opadu.

Wzrost częstości występowania pozostałych typów cyrkulacji (W, C) powoduje zmniejszenie sum opadów atmosferycznych.

Wyjątek stanowi półrocze chłodne w przypadku zależności opadu od cyrkulacji południkowej.

Typy cyrkulacji W, C wpływają na temperaturę w sposób bardziej złożony. Wzrost występowania cyrkulacji zachodniej (oprócz sezonu letniego) powoduje wzrost tego elementu klimatu. Natomiast wzrost częstości występowania cyrkulacji południkowej (z wyjątkiem sezonu letniego) wywołuje spadek temperatury. Wartości współczynnika korelacji i testu Fishera wskazują, że tylko niektóre z otrzymanych równań prostych regresji są istotne na poziomie 0,1.

Wyniki badań dotyczące długookresowych zmian klimatu są zgodne z podanymi w literaturze klimatologicznej (Boryczka 1977, Sielicka 1985, Sieredzińska 1979, Stopa-Boryczka 1973).

Opracowanie to dostarczyło także wielu nowych wniosków, które w sposób ilościowy ujmują zależność pomiędzy temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi.

Wykryte powiązania między tymi elementami klimatu (które zostały wykazane w niniejszej pracy) mają duże znaczenie praktyczne. Na przykład znajomość wspólnych cykli, trendów temperatury powietrza i opadów atmosferycznych (ekstremów wiekowych) może być wykorzystana w działalności gospodarczej człowieka – w rolnictwie, budownictwie itp.

Tabela 1. Cykle temperatury powietrza i opadu atmosferycznego w Warszawie. Daty występowania wartości ekstremalnych poszczególnych cykli.

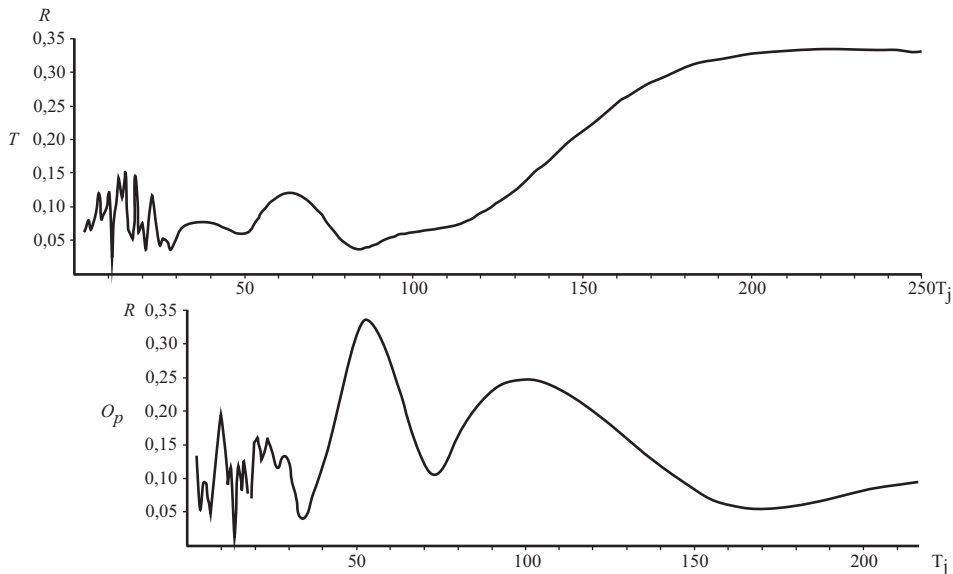
	cykle		Miary istotności				Daty występowania			
			R		F_{ob}		Max.		Min.	
	T	Op	T	Op	T	Op	T	Op	T	Op
zima	15*	10*	0,155554	0,195129	2,455895	3,265534	1813	1817	1820	1822
	18*	21	0,150535	0,160127	2,295280	2,171021	1809		1818	
	64	53*	0,121585	0,355163	1,485478	10,440376		1804		1830
	225*	100*	0,330801	0,244897	12,164627	5,263603	1965	1857		1907
wiosna	4*	3*	0,178916	0,223402	3,273892	4,333721	1812	1815	1814	1817
	13*	12	0,182170	0,157020	3,398193	2,085484	1814		1820	
	24*	19*	0,157794	0,183558	2,527945	2,886380	1808	1816	1820	1825
	29*	34*	0,152386	0,234544	2,353575	4,802589	1808	1830	1822	1847
	75	80	0,113807	0,155605	1,299076	2,024568				
	214*	125	0,342109	0,132964	13,130964	1,484795	1967		2063	
lato	7	6*	0,144540	0,255029	2,112425	5,739057		1816		1819
	16*	9*	0,201972	0,166950	4,210204	2,365835	1813	1818	1821	1822
	52*	13*	0,179516	0,198726	3,296606	3,390049	1825	1817	1851	1823
	81*	16	0,274387	0,154394	8,059113	2,014623	1816		1857	
		29		0,127701		1,367684				
jesień	5	5*	0,127726	0,177664	1,641855	2,688938		1817		1819
	9	10	0,131794	0,156264	1,749995	2,064957				
	21	20*	0,146213	0,182529	2,162683	2,843356	1818	1802	1827	1822
	31	32*	0,111796	0,176150	1,252987	2,641860		1816		1832
	61*	43	0,141176	0,150626	2,013248	2,129475	1804		1835	
	97*	115	0,187292	0,146545	3,599003	1,810619	1885		1935	
półrocze chłodne	13*	5*	0,148884	0,191946	2,224210	3,155844	1815	1814	1821	1817
	67*	8*	0,147333	0,188450	2,196682	3,037741	1807	1819	1841	1823
		17*		0,196719		3,321122		1816		1825
		57*		0,303127		8,347610		1853		1881
		107*		0,281085		7,077421		1857		1910
półrocze ciepłe	23*	6*	0,157840	0,218551	2,529452	4,138222	1813	1816	1825	1819
	54*	19*	0,200864	0,184665	4,162235	2,297381	1818	1816	1845	1825
	83*	29	0,239057	0,114483	6,000609	1,095643	1810		1852	
	176*	38	0,233125	0,101704	5,689600	0,862267	1789		1879	
		52		0,084509		0,593439				
rok	4	6*	0,121533	0,170272	1,484183	2,463290		1816		1819
	13*	16*	0,155819	0,216729	2,463492	4,066130	1815	1820	1821	1828
	17	19*	0,111212	0,192538	1,239773	3,176081		1815		1825
	89*	58*	0,151156	0,190683	2,314860	3,112886	1798	1855	1843	1881
	218*	112*	0,418225	0,177258	20,990814	2,676200	1967	1853	2067	1909

Tabela 2. Równania empiryczne trendu temperatury powietrza w Warszawie

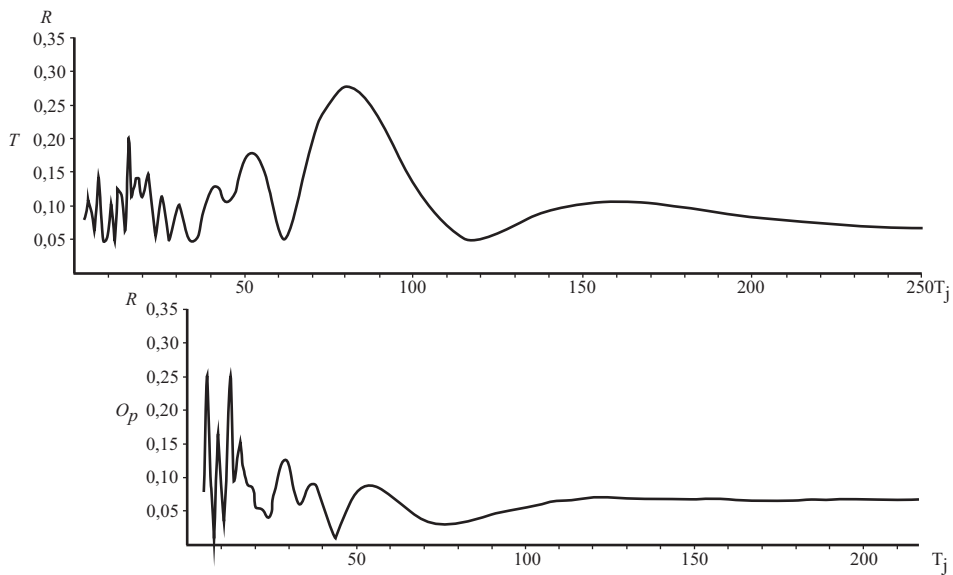
	Równania empirycznego trendu	R	F_{ob}	δ
zima	$T=2,930+0,4417\sin(0,4189t+1,602)+0,4794\sin(0,3491t+3,131)+1,202\sin(0,0279t-2,670)$	0,3746	5,250	2,245
wiosna	$T=7,197+0,3629\sin(1,5708t+2,824)+0,3477\sin(0,4833t+1,386)+0,3092\sin(0,2618t+2,894)+0,2850\sin(0,2167t+2,666)+0,6769\sin(0,0294t-2,946)$	0,4714	5,401	1,301
lato	$T=17,74+0,3060\sin(0,3927t+1,490)+0,1774\sin(0,1208t+0,1778)+0,3763\sin(0,0776t+1,313)$	0,3556	4,657	1,040
jesień	$T=7,802+0,2253\sin(0,2992t+0,5067)+0,1838\sin(0,1030t+2,468)$	0,2606	2,344	1,109
półrocze chłodne	$T=0,3486+0,2952\sin(0,4833t+0,7655)+0,2885\sin(0,0938t+2,127)$	0,1965	1,958	1,497
półrocze ciepłe	$T=14,56+0,1654\sin(0,2732t+1,488)+0,1643\sin(0,1163t+1,019)+0,2200\sin(0,0757t+1,789)+0,2514\sin(0,035t+2,418)$	0,3820	3,600	0,8316
rok	$T=7,457+0,1979\sin(0,4833t+0,830)+0,1132\sin(0,7060t+2,611)+0,528\sin(0,0288t-2,887)$	0,4564	8,481	0,8577

Tabela 3. Równania empiryczne trendu opadu atmosferycznego w Warszawie

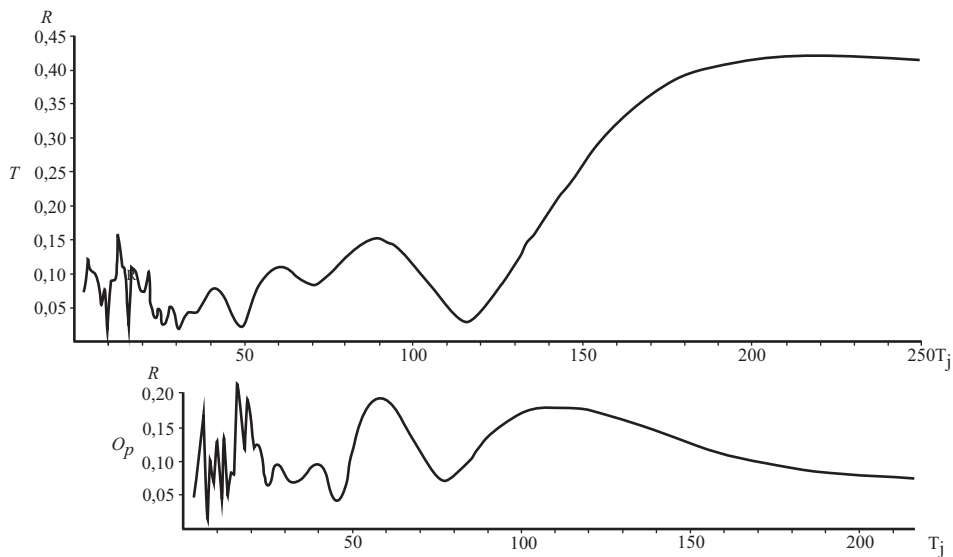
	Równania empirycznego trendu	R	F_{ob}	δ
zima	$Op=96,37+11,54\sin(0,6283t-1,027)+16,27\sin(0,1185t+2,648)+99,00\sin(0,0628t-11,91)$	0,4420	6,474	33,52
wiosna	$Op=12,26+13,11\sin(2,0944t-3,018)+11,05\sin(0,3307t+0,6433)+13,34\sin(0,1848t-15,70)$	0,3703	4,239	39,43
lato	$Op=21,95+25,31\sin(1,0472t-1,736)+15,95\sin(0,6981t+1,696)+19,51\sin(0,4833t-0,3415)$	0,3624	4,032	66,67
jesień	$Op=12,85+13,58\sin(1,2566t-0,3104)+12,84\sin(0,3142t+2,478)+12,10\sin(0,1963t+2,024)$	0,3014	2,664	50,74
półrocze chłodne	$Op=209,7+17,72\sin(1,2566t+0,2768)+16,97\sin(0,7854t-2,2,866)+19,21\sin(0,3696t+0,3619)+22,95\sin(0,1102t-2,824)+21,05\sin(0,0587t-0,9989)$	0,5020	5,255	57,91
półrocze ciepłe	$Op=14,56+0,1654\sin(0,2732t,488)+0,1643\sin(0,1163t+1,019)+0,2200\sin(0,0757t+1,789)+0,2514\sin(0,035t+2,418)$	0,2910	3,748	85,97
rok	$Op=7,457+0,1979\sin(0,4833t+0,830)+0,1132\sin(0,7060t+2,611)+0,528\sin(0,0288t-2,887)$	0,4056	3,072	10,99



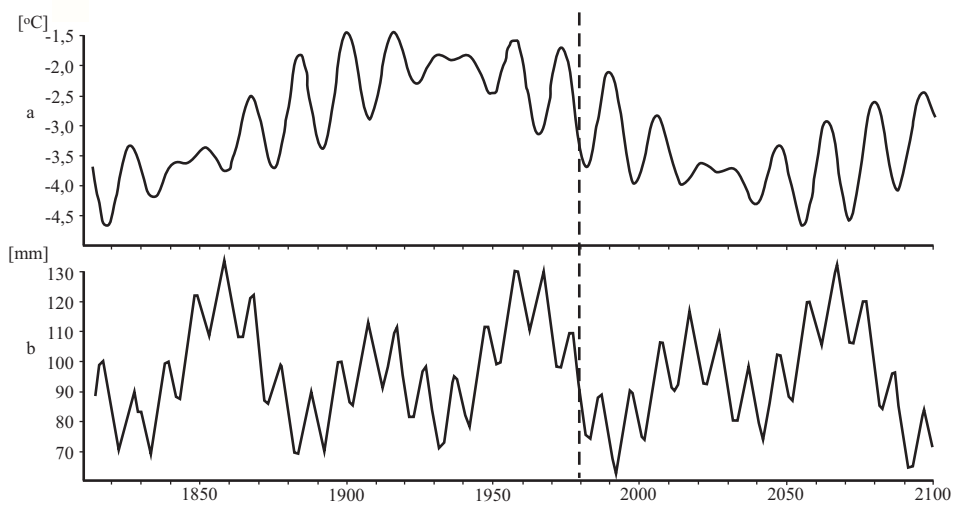
Rysunek 1. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w sezonie zimowym w Warszawie (maksima współczynnika korelacji R)



Rysunek 2. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w sezonie letnim w Warszawie (maksima współczynnika korelacji R)



Rysunek 3. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w roku w Warszawie (maksyma współczynnika korelacji R)



Rysunek 4. Trendy wiekowe temperatury powietrza (a) i opadu atmosferycznego (b) w sezonie zimowym w Warszawie do roku 2100

5.1.6. Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX i XX wieku w Polsce

Autor: Mariusz TOMASZEWSKI

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest określenie tendencji zmian klimatycznych w Polsce na podstawie długich serii pomiarów temperatury powietrza (Warszawa, Kraków, Wrocław) i opadów atmosferycznych (Warszawa, Kraków). Jest nim też określenie zależności opadów atmosferycznych od temperatury powietrza (tab. 1-5, rys. 1-7).

W latach 1851-1997 średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie i Krakowie ma tendencję rosnącą, wynoszącą $0,8^{\circ}\text{C}/100$ lat. W ciągu tego okresu średnia roczna temperatura powietrza wzrosła o $1,17^{\circ}\text{C}$. Natomiast we Wrocławiu w tym samym okresie nie stwierdzono zmiany temperatury powietrza.

Lata 1957-1997 charakteryzują się dużą tendencją wzrostową w porównaniu z wcześniejszymi latami. W Warszawie tendencja wynosi $0,02^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ ($0,9^{\circ}\text{C}$), a we Wrocławiu $-0,01^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ ($0,46^{\circ}\text{C}$). Tylko w Krakowie w tym samym przedziale czasu nastąpił spadek średniej rocznej temperatury o $0,3^{\circ}\text{C}$.

Roczne sumy opadów atmosferycznych w Krakowie maleją bez względu na przedziały czasowe, jakie zostały wydzielone, z wyjątkiem lat 1876-1905, kiedy opady wzrastały o $2,7$ mm w skali roku. Największy spadek rocznych opadów atmosferycznych odnotowano w latach 1966-1997 (-7 mm/rok). Natomiast w Warszawie zmiany sum opadów atmosferycznych są zróżnicowane w zależności od przedziału czasowego. Największy spadek stwierdzono w latach 1966-1997 ($-6,8$ mm/rok), a największy wzrost odnotowano w latach 1816-1875 ($0,17$ mm/rok).

Temperatura powietrza i opady atmosferyczne są na ogół ze sobą skorelowane. Tendencja wzrostowa temperatury powietrza w Warszawie, Krakowie i we Wrocławiu świadczy o tym, że klimat w Polsce ociepla się ze względu na zmianę cyrkulacji atmosferycznej. Natomiast opady atmosferyczne charakteryzują się tendencją spadkową.

Spadek opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza występuje we wszystkich porach roku w każdym przedziale czasu. Występują również wzrosty opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza, niemniej jednak są to pojedyncze przypadki.

Największy spadek opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza wystąpił latem w Krakowie w latach 1901-1950 ($-46,3$ mm/ $^{\circ}\text{C}$) o dużym współczynniku korelacji $r=-0,44$, a najmniejszy spadek opadów atmosferycznych względem temperatury powietrza wystąpił zimą w Warszawie w latach 1901-1997 ($-0,3$ mm/ $^{\circ}\text{C}$). Natomiast największy wzrost wystąpił w ciągu całego roku w Warszawie w latach 1851-1900 ($17,1$ mm/ $^{\circ}\text{C}$), a najmniejszy wzrost zanotowano w Warszawie i Krakowie w latach 1876-1997 ($0,4$ mm/ $^{\circ}\text{C}$). Trzeba wspomnieć, że przy wzroście opadów atmosferycznych występuje mała zależność od temperatury powietrza ($r=0,03$).

Na podstawie wykonanych obliczeń można stwierdzić, że klimat Polski staje się coraz cieplejszy i suchszy.

Nie można wykluczyć, że widoczne w seriach obserwacyjnych trendy rosnące temperatury powietrza są wynikiem lokalnego oddziaływania efektu miejskiego, w zasięgu którego znajduje się większość stacji meteorologicznych.

Współczesny klimat Polski odznacza się zwiększoną chwiejnością, np. rekordowo upalny był lipiec 1994 r. (średnia temperatura w Warszawie osiągnęła 22,3°C – najwyższa wartość w XX wieku). W 1990 roku zanotowano „rekordową” temperaturę powietrza w lutym (w Warszawie 5,1°C). W całej Europie Środkowej i Południowo-Wschodniej wystąpił suchy i ciepły sezon wiosenno-letni 1993. Średnia roczna temperatura 9,8°C w 1989 r. w Warszawie – to maksimum absolutne całej serii obserwacyjnej (1779-1997).

Klimat Polski jest szczególnie wrażliwy na zmiany cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Europy, a także w skali planetarnej. Ocieplenie w ostatnich latach zbiega się z największym od końca XIX wieku nasileniem cyrkulacji strefowej na półkuli północnej.

Tendencje zmian temperatury powietrza w XIX i XX wieku

W pracy określono zmiany sezonowe i roczne średniej temperatury powietrza w różnych przedziałach czasowych. Porównano też przebiegi czasowe w trzech miastach: Warszawa, Kraków i Wrocław.

W tym celu wyznaczono tendencje temperatury powietrza w poszczególnych pięćdziesięcioleciach, stuleciach, a także w całym przedziale czasu, od kiedy rozpoczęto badania instrumentalne dla danego miasta (tab. 1, 2 i 3).

W Warszawie tendencje zmian temperatury powietrza są dodatnie. Tylko w pięciu przypadkach odnotowano tendencje ujemne i dotyczy to wyłącznie sezonów. Tendencje średnich rocznych wartości są zawsze rosnące.

W Krakowie tendencja jest wzrostowa, wyjątkiem są ostatnie lata (1951-1997), kiedy tendencja średniej rocznej temperatury powietrza oraz średnich wszystkich pór roku z wyjątkiem wiosny jest ujemna.

We Wrocławiu nie stwierdzono zmian znaku tendencji rocznych wartości (1851-1997). Taka sama sytuacja występuje jesienią.

Lata we Wrocławiu i w Warszawie stają się chłodniejsze, a zimy cieplejsze. W Krakowie lata i zimy są coraz cieplejsze. Natomiast wiosna i jesień we wszystkich wymienionych miastach są coraz cieplejsze. W latach 1901-1950 zimą nastąpił spadek temperatury w trzech miastach. Spadek średniej temperatury odnotowano jesienią w latach 1951-1997.

Po porównaniu tendencji średniej temperatury z lat 1898-1997 w Warszawie i w Krakowie można stwierdzić, że wszystkie pory roku cechowały się tendencją wzrostową. Natomiast we Wrocławiu tendencja miała charakter spadkowy.

Analizując poszczególne przedziały czasowe, można stwierdzić zgodność przebiegów temperatury powietrza bądź rozbieżność. Problem polega na doborze odpowiednich przedziałów czasowych, jakie chcemy badać.

Tabela 1. Tendencje sezonowych i rocznych średnich wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu w Warszawie

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1801-1850	-0,001	0,004	-0,002	0,00	0,004
1851-1900	0,02	0,03	-0,02	0,02	0,01
1901-1950	-0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
1951-1997	0,03	0,03	0,00	-0,01	0,02
1798-1897	0,013	0,005	0,00	0,002	0,006
1898-1997	0,003	0,008	0,011	0,006	0,008
1780-1997	0,01	0,008	-0,001	0,004	0,005
1826-1997	0,01	0,01	0,002	0,01	0,008
1851-1997	0,01	0,01	0,002	0,01	0,008

Tabela 2. Tendencje sezonowych i rocznych średnich wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu w Krakowie

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,005	0,02	-0,004	0,01	0,008
1901-1950	-0,02	0,02	0,02	0,003	0,015
1951-1997	-0,01	0,009	-0,02	-0,03	-0,007
1898-1997	0,00	0,005	0,006	0,006	0,006
1826-1997	0,02	0,009	0,003	0,006	0,008
1851-1997	0,01	0,009	0,003	0,007	0,008
	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,005	0,02	-0,004	0,01	0,008
1901-1950	-0,02	0,02	0,02	0,003	0,015
1951-1997	-0,01	0,009	-0,02	-0,03	-0,007
1898-1997	0,00	0,005	0,006	0,006	0,006

Tabela 3. Tendencje sezonowych i rocznych średnich wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu we Wrocławiu

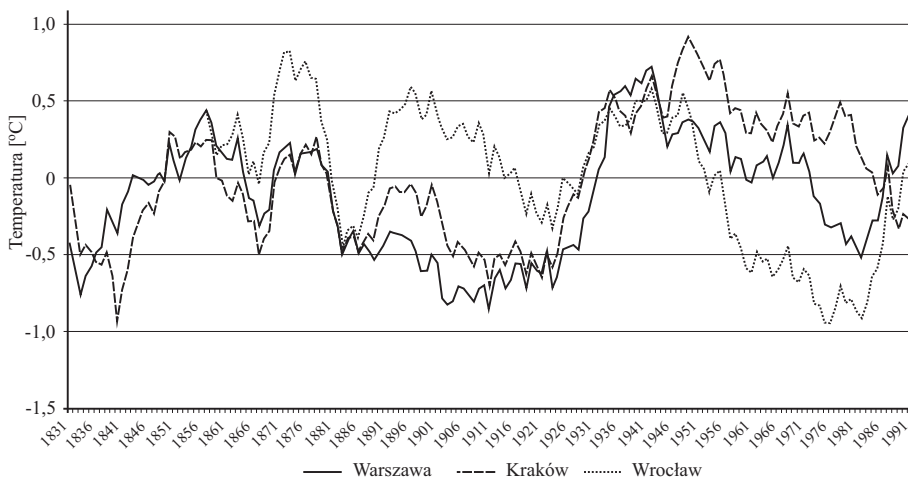
	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,007	0,03	-0,002	0,01	0,01
1901-1951	-0,04	0,002	0,005	0,015	-0,004
1951-1997	0,03	0,03	0,006	-0,006	0,01
1898-1997	-0,009	-0,005	-0,006	-0,004	-0,006
1851-1997	0,003	0,004	-0,005	0,00	0,00

Tabela 4. Średnie i ekstremalne sumy opadów atmosferycznych w miesiącach, sezonach, półroczach i roku w Warszawie (1813-1994)

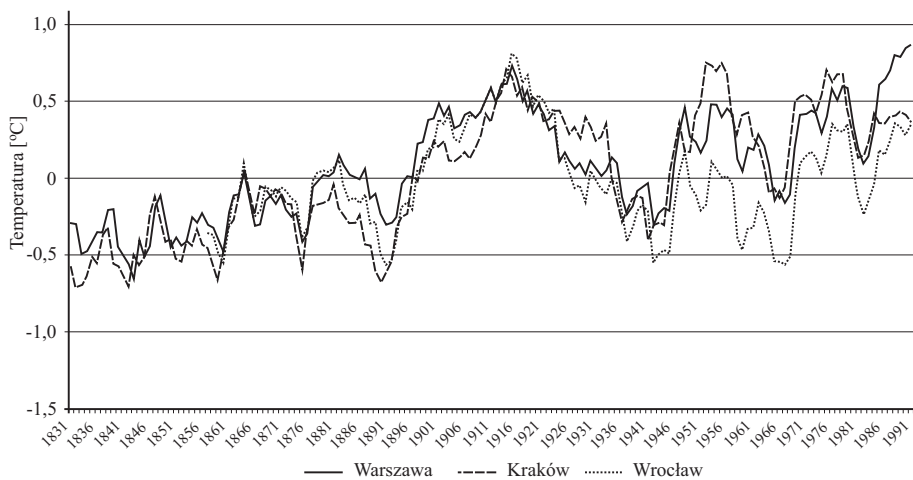
Miesiąc	Średnia mm	Max. mm	Rok występ.	Stosunek do śr. %	Min. mm	Rok występ.	Stosunek do śr. %	Odchyl. standard.
Styczeń	31	77	1915	248	1	1963	3	16
Luty	28	103	1832	368	1	1889	4	17
Marzec	32	100	1855	312	2	1825	6	18
Kwiecień	38	118	1833	310	4	1840	10	20
Maj	53	194	1962	366	12	1918	23	26
Czerwiec	66	164	1853	248	8	1866/ 1930	12	31
Lipiec	78	229	1844	293	3	1921	4	42
Sierpień	72	188	1977	261	2	1842	3	39
Wrzesień	46	144	1813	313	1	1827/ 1951	2	25
Październik	41	203	1850	495	0	1943	0	30
Listopad	40	179	1850	447	0	1814	0	23
Grudzień	37	150	1833	405	3	1822/ 1844	8	21
Zima	96	241	1833	251	25	1831	26	36
Wiosna	123	295	1962	240	58	1964	47	41
Lato	216	473	1833	219	84	1921	39	67
Jesień	127	454	1850	357	43	1862	34	52
P. zimowe	223	556	1850	249	112	1951	50	
P. letnie	339	708	1833	209	163	1904	48	
Rok	562	1184	1833	211	372	1822	66	114

Tabela 5. Średnie i ekstremalne sumy opadów atmosferycznych w miesiącach, sezonach, półroczach i roku w Krakowie (1876 - 1997)

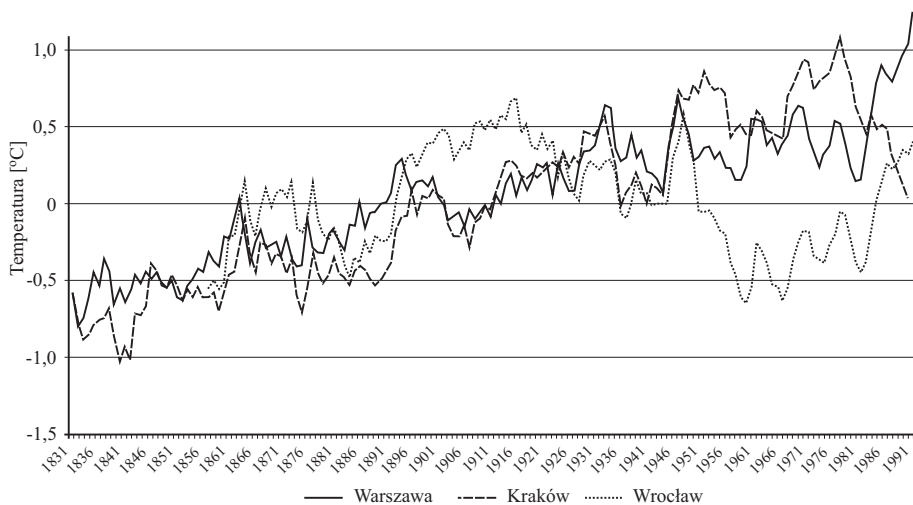
Miesiąc	Średnia mm	Max. mm	Rok występ.	Stosunek do śr. %	Min. mm	Rok występ.	Stosunek do śr. %	Odchyl. standard.
Styczeń	33	84	1976	254	4	1894	12	17
Luty	33	101	1977	306	2	1976	6	19
Marzec	41	157	1985	383	0	1904	0	26
Kwiecień	52	191	1989	367	7	1934	13	30
Maj	74	285	1997	385	10	1946	13	46
Czerwiec	89	230	1925	258	10	1930	11	42
Lipiec	95	313	1903	329	20	1887/1911	21	51
Sierpień	82	206	1882	251	16	1990	19	40
Wrzesień	57	175	1881	307	8	1986	14	33
Październik	50	137	1936	274	0	1951	0	31
Listopad	41	165	1923	402	2	1902	5	22
Grudzień	33	83	1955	251	4	1882/1973	12	15
Zima	99	197	1994	199	46	1882	46	30
Wiosna	167	441	1997	264	48	1918	29	66
Lato	266	537	1903	202	97	1993	36	86
Jesień	148	311	1923	210	45	1920	30	54
P. zimowe	247	451	1952	182	133	1984	54	
P. letnie	433	669	1908	154	225	1911	52	
Rok	680	999	1912	147	469	1932	69	106



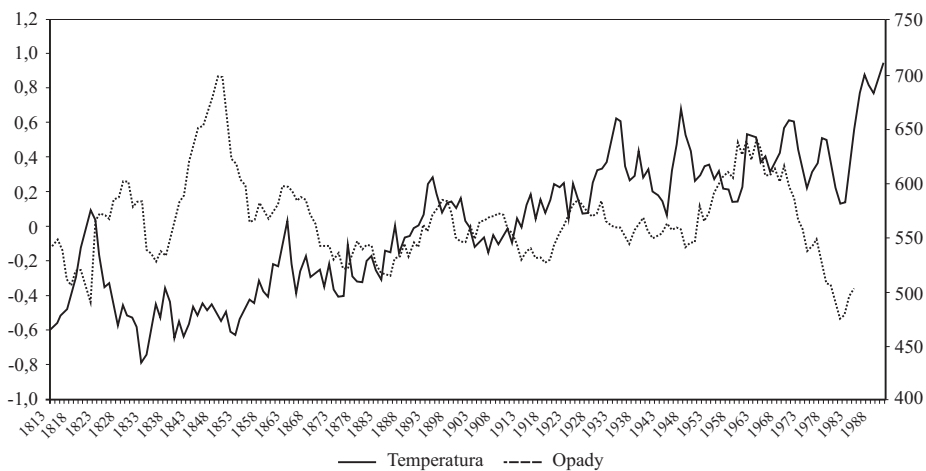
Rysunek 1. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza – rok



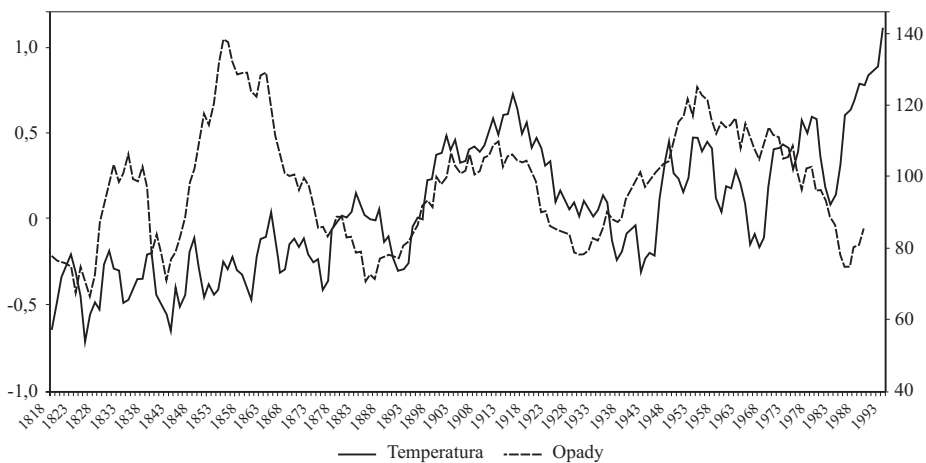
Rysunek 2. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza – zima



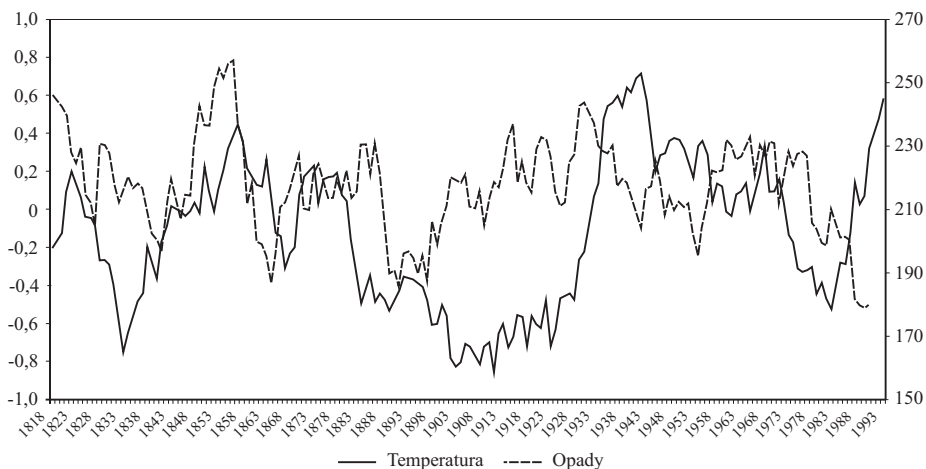
Rysunek 3. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza – lato



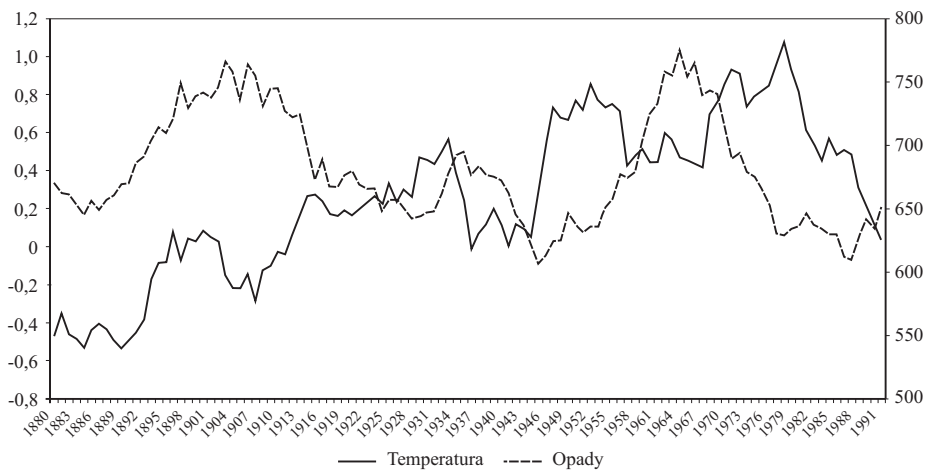
Rysunek 4. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – rok



Rysunek 5. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – zima



Rysunek 6. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – lato



Rysunek 7. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Krakowie – rok

5.1.7. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca

Autor: Robert DUMA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest określenie prawidłowości w wiekowym przebiegu temperatury powietrza w powiązaniu z erupcjami wulkanów i aktywnością Słońca.

Jedną z metod jest obliczenie średnich wartości temperatury powietrza z trzech lat przed wybuchem i średnich z trzech lat po erupcji wulkanu. Wyniki badań wskazują, że nie można interpretować obserwowanych spadków średnich wartości temperatury tylko wzrostem zapylenia atmosfery po erupcjach wulkanów. Lepsze wyniki dało wyznaczenie wartości samych spadków temperatury powietrza.

Wskaźnik *DVI* zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze

Według H. H. Lamba (1970) dane uzyskane podczas obserwacji erupcji wulkanicznych pozwalają na oszacowanie wielkości warstwy pyłowej w stratosferze trzema sposobami. H. H. Lamb ustalił odpowiednie wzory służące obliczeniu wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych (*DVI*), w których współczynniki zostały dostosowane do wartości $DVI=1000$ dla erupcji Krakatau w 1883 roku. Szacunek jest najdokładniejszy, jeżeli zastosuje się maksymalną liczbę poniższych wzorów dla danej erupcji, przy czym przyjmuje się zaokrąglone wartości średnich arytmetycznych jako wskaźnik rzędu wielkości:

$$DVI=0,97R \cdot E_{\max} \cdot t$$

$$DVI=52,5T \cdot E_{\max} \cdot t$$

$$DVI=4,4Q \cdot E_{\max} \cdot t$$

gdzie: *R* – najwyższy procentowy spadek wartości bezpośredniego promieniowania słonecznego uśrednionego w skali miesięcznej dla średnich szerokości geograficznych na półkuli, na której wystąpiła erupcja;

T – oszacowany spadek średniej temperatury w roku następującym po roku erupcji dla szerokości umiarkowanych danej półkuli;

Q – oszacowana objętość (wyrażona w kilometrach sześciennych) materiału stałego rozproszonego w postaci pyłu w atmosferze;

E_{\max} – maksymalna wartość współczynnika okrycia Ziemi warstwą pyłu (przyjmując wartość 1 dla erupcji pomiędzy 20°N i 20°S, 0,7 – dla szerokości pomiędzy 20 i 35°, 0,5 – dla szerokości 35-42°, 0,3 – dla szerokości wyższych od 42°);

t – łączny czas, wyrażony w miesiącach, jaki upłynął od momentu erupcji do ostatnich obserwowanych efektów w szerokościach umiarkowanych (zanik zjawisk optycznych i powrót temperatury oraz promieniowania do poprzedniego poziomu).

H. H. Lamb stwierdził, że wprowadzanie bardziej złożonych równań jest niecelowe, ze względu na niedokładność danych odnoszących się do większości erupcji, jakie zdarzyły się w przeszłości.

Inną miarą charakteryzującą siłę wybuchu wulkanów jest wskaźnik *VEI* (volcanic explosivity index) ustalony przez amerykański Instytut Smitha, porównywalny ze skalą

trzęsień Ziemi. Wybuch wulkanu Tambora w Indonezji w kwietniu 1815 roku charakteryzuje się największą wartością wskaźnika $VEI=7$. Chmura pyłów osiągnęła wysokość 60-70 km, sięgając mezosfery.

Wybuchy wulkanów o sile $VEI=3$ zdarzają się średnio kilka razy w roku i sięgają stratosfery. Jeśli natomiast siła przekracza $VEI=4$, wulkany dostarczają do stratosfery aerozole siarczanowe. W wyniku takich erupcji występuje ocieplenie stratosfery oraz jednocześnie ochłodzenie warstwy przyziemnej.

Aktywność Słońca

Cykl plam słonecznych trwa (od minimum do minimum) około 11 lat. Podczas maksimum plamy obejmują obszar jednej tysięcznej części powierzchni Słońca w szerokościach: $-15^\circ, +15^\circ$.

Liczbę grup i pojedynczych plam opisują liczby Wolfa:

$$W=k(10g+l)$$

gdzie: g – jest liczbą grup plam słonecznych, l – liczbą pojedynczych plam, k – współczynnikiem korygującym różne serie obserwacji. W plamach występują silne pola magnetyczne, mające wpływ na jonosferę Ziemi, powodujące burze magnetyczne na Ziemi i zorze polarne.

Na klimat mają większy wpływ zmiany promieniowania krótkofalowego Słońca (w cyklu plam) niż zmienność stałej słonecznej, wynikająca z chłodniejszych plam od otoczenia fotosfery. Przyczyny powstawania plam słonecznych i cykliczności nie są do tej pory dobrze wyjaśnione (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni, 1997).

Zmiany temperatury powietrza po większych erupcjach wulkanicznych i ich zależność od aktywności Słońca

Podczas wzmózonej aktywności wulkanicznej (ponad 1000 DVT) zauważono, że pył wulkaniczny zawarty w atmosferze wpływa na średnią roczną temperaturę powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, a także w Anglii Środkowej. Długie serie pomiarowe w Polsce (Warszawa 1780-1990, Kraków 1827-1990, Wrocław 1852-1980) oraz w Anglii Środkowej (1659-1973) pozwoliły na wyznaczenie czterech okresów (w Polsce) oraz siedmiu (w Anglii Środkowej), w których wystąpiło ochłodzenie po erupcjach wulkanicznych. Największy spadek temperatury powietrza wystąpił w Polsce, w Krakowie, w drugiej połowie lat 30. XIX wieku – o $3,6^\circ\text{C}$ (tab. 1-5, rys.1-3).

Największy spadek temperatury powietrza (o $2,6^\circ\text{C}$) wystąpił w Warszawie, w zimie, po erupcji wulkanu Coseguina w 1835 roku. Ochłodzenie to można przypisać zmniejszeniu promieniowania całkowitego przez pyły wulkaniczne. Natomiast największy spadek temperatury powietrza w Anglii Środkowej (o $2,5^\circ\text{C}$), wystąpił także w zimie, po erupcji wulkanu Ghaie w 1878 roku.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w Polsce w porze letniej są w niektórych miastach dodatnie (Warszawa – o $0,13^\circ\text{C}/100$ lat, Kraków – o $0,32^\circ\text{C}/100$ lat), a w niektórych ujemne (Wrocław – o $0,70^\circ\text{C}/100$ lat). Temperatura powietrza wykazuje większe zmiany w porze zimowej (XII-II). Zimy są cieplejsze w Warszawie o $1,03^\circ\text{C}/100$ lat i w Krakowie o $1,38^\circ\text{C}/100$ lat, a we Wrocławiu nie ulegają większym wiekowym zmianom.

Kolejnym etapem pracy było wyznaczenie cykli temperatury powietrza (metodą J. Boryczki, 1984) i porównanie dat ekstremów wykrytych cykli. Stwierdzono trzy cykle temperatury powietrza: 11-letni, 100-letni oraz 200-letni.

Wykazano synchroniczność niektórych okresów zmian klimatu (w Warszawie i Anglii Środkowej), aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych.

W cyklu 11-letnim (najsilniejszym) synchroniczność cykli temperatury powietrza i aktywności Słońca jest większa w Warszawie niż w Anglii Środkowej. O synchroniczności cyklu 11-letniego temperatury powietrza w Warszawie, aktywności Słońca i wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (*DVI*) świadczy porównanie ekstremów sinusoidalnych zmian (tab. 2).

Maksima temperatury powietrza i aktywności Słońca w XX wieku prawie się pokrywają z datami minimów wskaźnika *DVI*. W przypadku 100-letnich cykli rozbieżność jest większa. Jednak największa asynchroniczność występuje w przypadku cykli 200-letnich. W badaniu cykli temperatury powietrza i wskaźnika *DVI* wykazano, że największą zgodnością fazową charakteryzuje się cykl 11-letni w Anglii Środkowej. W porównaniu dat ekstremów cyklu 100-letniego różnice są dość duże. W przypadku cyklu 200-letniego różnice, szczególnie w przypadku Anglii Środkowej, są stosunkowo niewielkie.

W pracy wykazano zależność zmian (spadków) temperatury powietrza w Polsce od wzrostu zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze. Wyniki badań stanowią dobrą podstawę do rozwijania zagadnień związanych z długookresową zmiennością elementów klimatologicznych i ich przyczyn na Ziemi. Przeprowadzone badania są częściową odpowiedzią na pytania dotyczące roli pyłów wulkanicznych w zmianach wiekowych klimatu w Polsce.

O wpływie aktywności Słońca i pyłów wulkanicznych na klimat w Polsce świadczy rozległe maksimum (około 1830 roku) wskaźnika *DVI* w cyklu 200-letnim i głębokie minimum aktywności Słońca (około 1815 roku) w cyklu 100-letnim. Przypadają one w pobliżu minimów temperatury powietrza w Warszawie w cyklach 100- i 200-letnich – około 1815 i około 1830 r. (odpowiednio). Wyniki badań świadczą o znaczącym wpływie zapylenia atmosfery w wyniku wzmoczonej aktywności wulkanicznej na klimat – jego ochłodzenie na początku XIX wieku.

Tabela 1. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie i Anglii Środkowej po większych erupcjach wulkanicznych

Nazwa	Rok	DVI	Anglia			Warszawa		
			Lato	Zima	Śr. roczna	Lato	Zima	Śr. roczna
Krakatau, Tongkoga	1680	1400	-0,8	1,2	0,1			
Tambora	1752	1000	-0,1	-1,3	-0,4			
Hekla, Mayon	1766	2500	-0,2	0,4	0,1			
Pacaya	1775	1000	-0,5	-0,6	-0,1			
Wulkany Islandii, Asma	1783	1000	-1,0	-1,2	-0,9	-1,7	-1,2	-1,5
Cotopaxi	1803	1100	-0,1	0,8	-0,1	-0,2	2,4	0,6
Tambora	1815	3000	0,6	1,0	0,7	-0,7	2,4	0,6
Coseguina	1835	4000	-0,1	-2	-1,3	-0,3	-2,6	-0,3
Armagora	1846	1000	0,6	0,2	0,5	-0,1	-1,7	-0,1
Ghaie	1878	1250	-0,9	-2,5	-1,0	-1,1	-0,1	0,0
Krakatau	1883	1000	0,5	0,8	-0,1	-0,2	1,7	0,2
Mt.Pele, Soufriere, St.Maria	1902	1000	-1,2	0,0	-0,4	-0,4	-0,1	-0,2

Tabela 2. Zgodność dat maksimum temperatury powietrza w Warszawie i aktywności Słońca i minimum wskaźnika DVI

Temperatura	Liczby Wolfa	Wskaźnik DVI
1904	1905	1902
1915	1916	1914
1926	1927	1925
1937	1938	1936
1948	1949	1948
1960	1960	1959
1971	1971	1971
1982	1982	
1993	1993	

Tabela 3. Zmiany sezonowe i roczne temperatury powietrza w Warszawie po wybuchach wulkanicznych

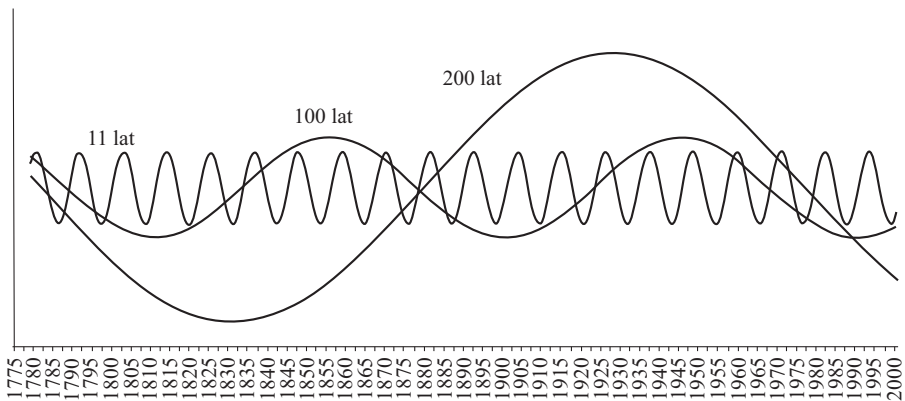
Rok (<i>DVT</i>)	Lato	Zima	Śr. roczna
1783 (1000)	-1,7	-1,2	-1,5
1799 (600)	-1,4	-2,9	-0,2
1803 (1100)	-0,2	2,4	0,6
1812 (600)	-1,2	-1,6	-0,9
1815 (3000)	-0,7	2,4	0,6
1822 (500)	0,9	1,2	0,6
1831 (500)	-0,4	4,2	0,9
1835 (4000)	-0,3	-2,6	-0,3
1846 (1000)	-0,1	-1,7	-0,1
1856 (700)	0,7	0,7	0,9
1861 (800)	-1,5	-0,2	-0,1
1878 (1250)	-1,1	-0,1	0,0

Tabela 4. Zmiany sezonowe i roczne temperatury powietrza w Krakowie po wybuchach wulkanicznych

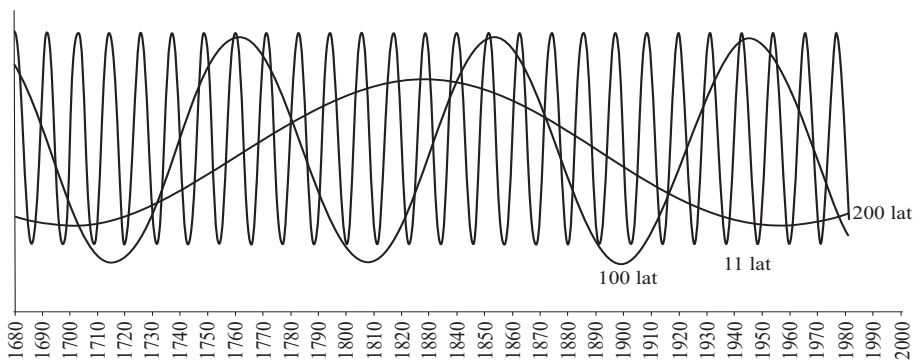
Rok (<i>DVT</i>)	Lato	Zima	Śr. roczna
1831 (500)	0,2	4,6	1,3
1835 (4000)	-1,7	-2,7	-1,2
1846 (1000)	0,8	-2	0
1856 (700)	-0,3	-0,8	0,2
1861 (800)	-0,8	-0,1	0,2
1878 (1250)	-0,9	-0,4	0,1
1883 (1000)	-0,4	1,2	0,1
1902 (1000)	0,1	-0,8	-0,2
1963 (800)	0,5	-1,4	-0,3

Tabela 5. Daty ekstremów (maksimów i minimów) cyklu 11-letniego temperatury powietrza w Warszawie i Anglii Środkowej oraz wskaźnika *DVI*

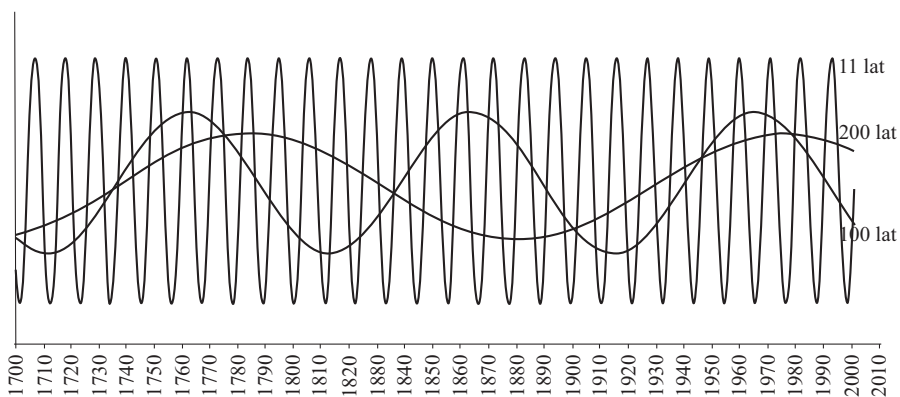
Temperatura powietrza		<i>DVI</i>
Anglia	Warszawa	
1690		1685
1701		1697
1712		1708
1724		1720
1735		1731
1746		1742
1757		1754
1768		1765
1779	1780	1777
1701	1791	1788
1802	1803	1800
1813	1814	1811
1824	1825	1822
1835	1836	1834
1847	1847	1845
1858	185&	1857
1869	1870	1868
1880	1861	1879
1891	1892	1891
1902	1904	1902
1914	1915	1914
1925	1826	1925
1936	1937	1936
1947	1948	1948
1958	1960	1959
	1971	1971
	1982	
	1993	



Rysunek 1. Cykle temperatury powietrza (11-, 100-, 200-letnie w Warszawie 1779-2000)



Rysunek 2. Cykle aktywności wulkanicznej (11-, 100-, 200-letnie) 1680-1980



Rysunek 3. Cykle aktywności Słońca (11-, 100-, 200-letnie) 1700-2001

5.2. Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski

5.2.1. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku

Autor: Hanna GOŁDOWSKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest określenie wpływu Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na pole temperatury powietrza w Polsce na przykładzie trzech miast: Krakowa, Warszawy i Wrocławia. Zależność temperatury powietrza od wskaźnika *NAO* określono dwoma sposobami, tj. przez wyznaczenie współczynnika korelacji (r) i badanie synchroniczności cykli *NAO* i temperatury powietrza. Dlatego też wyznaczono widma wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza w trzech miastach, wyodrębniając przedziały czasu: zimą, styczeń, wiosną, lato, lipiec, jesień i rok. Wzięto pod uwagę wskaźnik Jonesa, Jonssona i Wheelera (1997), który charakteryzuje różnicę ciśnienia atmosferycznego między Gibraltarem, znajdującym się w strefie oddziaływania Antycyklonu Azorskiego, a południowo-zachodnią Islandią (Stykkishofmur/Reykjavik). Wskaźnik ten tworzy najdłuższy ciąg, oparty na pomiarach instrumentalnych, rozpoczynający się od roku 1821. Wyniki własnych obliczeń na podstawie dłuższych serii pomiarów wskaźnika *NAO* (1825-1999) i temperatury powietrza w Krakowie (1826-1997), Warszawie (1779-2006) i Wrocławiu (1792-2006) odniesiono do obszernej literatury dotyczącej badanych problemów.

Badania cykliczności i tendencji zmian Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) oraz temperatury powietrza

W pracy zastosowano metodę sinusoid regresji J. Boryczki (1998), umożliwiającą wykrywanie wszystkich cykli: wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza przez aproksymację wyników pomiarów sinusoidami regresji:

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

gdzie : θ – okres, a_0 – wyraz wolny, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe.

Okres sinusoidy θ zmieniano z krokiem $\Delta\theta=0,1$ roku, co pozwoliło na wyznaczenie widm i okresów. Parametry a_0 , b i c zostały wyznaczone tak, aby suma kwadratów odchyleń zmierzonych wartości wskaźnika *NAO* lub temperatury powietrza (y) od wykresu sinusoidy była najmniejsza (wariancja resztkowa ε^2). Im mniejsza jest wariancja resztkowa ε^2 , tj. większa amplituda $2b$ zmian wskaźnika *NAO* lub temperatury powietrza oraz większy współczynnik korelacji wielokrotnej R – tym silniejszy jest cykl.

W celu określenia istotności statystycznej wyznaczonych cykli sezonowych, rocznych i miesięcznych wartości wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza posłużono się testem Fishera-Snedecora. Istotność statystyczną określono na poziomie 5% i 10%. Cykl przyjęto jako istotny statystycznie, gdy wartość obliczona F_{obl} jest większa od wartości krytycznej F_{kr} . W tym celu wyznaczono współczynnik determinacji R^2 i F_{obl} z wzorów:

$$R^2 = 1 - \varepsilon^2 / s^2$$

$$F_{obl} = 0,5(n-3)R^2 / (1-R^2)$$

gdzie ε^2 jest wariancją resztkową, s^2 wariancją zmiennej y .

Współczynnik determinacji R^2 określa, jaki procent zmienności temperatury powietrza lub wskaźnika *NAO* (wariancji s^2) jest wyjaśniony równaniem cyklu o określonej długości.

Zmienność wieloletnią temperatury powietrza oraz Oscylacji Północnoatlantyckiej zbadano, wyznaczając proste regresji i średnie konsekwentne 11-letnie.

Ogólną tendencję temperatury powietrza (y) lub wskaźnika *NAO* w badanych przedziałach czasu określają równania prostych regresji y względem czasu t

$$y = at + b$$

Współczynnik regresji a wyraża średnią (dodatnią lub ujemną) tendencję temperatury powietrza (lub wskaźnika *NAO*) wyrażoną w °C na jednostkę czasu (np. na 10 lat) w danym przedziale czasu.

Oceniono istotność statystyczną cykli temperatury powietrza i wskaźnika *NAO*. Na ogół w literaturze problem weryfikacji większości cykli był pomijany.

Cykle Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO)

Wskaźnik Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* charakteryzuje się okresowością około 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią (J. Boryczka i in, 2005). Również E. Leszczyńska (2006) w swojej pracy magisterskiej wykazała, że wskaźnik *NAO* odznacza się cyklicznością około 8-letnią, 11-letnią oraz około 100-letnią.

W ciągach czasowych wskaźnika *NAO* wykryto cykle o długościach: 2,4-3,3; 3,6-6,6; 7,3-10,0; 10,5-12,5; 13,1-15,5; 16,6-45,5; 67,6-136,5 lat. W styczniu wykryto najwięcej cykli istotnych statystycznie (aż osiem na poziomie 5%). W lipcu tylko sześć cykli wskaźnika *NAO* jest istotnych statystycznie (dwa na poziomie 5%). Widmo wskaźnika *NAO* w latach 1825-1999 w zimie przedstawiono na rys.1, a parametry cykli w tab.1.

Cykle 7,3-10,0 lat

Latem i w lipcu wykryto jeden, w roku dwa, jesienią i zimą po trzy cykle o długościach 7,3-10,0 lat. Najwięcej takich cykli jest w styczniu (cztery). Jedyne wiosną nie wykryto cykli o tej długości. W lipcu cykl 8,2 lat o amplitudzie 0,13 nie jest istotny statystycznie. Zimą, w styczniu i w roku wystąpiły silne cykle 7,8-letnie istotne statystycznie na poziomie 5% i były one najbardziej zdeterminowane: $R=0,279$ zimą, $R=0,209$ w styczniu, $R=0,282$ w roku. Zimą wykryto silne cykle 8,3 i 8,8 lat o amplitudach 0,29 i 0,24. Każdy z nich jest istotny statystycznie na poziomie 5%.

Cykle 10,5-12,5 lat

Cykli o długościach z przedziału 10,5-12,5 lat nie wykryto wiosną, jesienią, w zimie oraz w styczniu. Najsilniejszy jest cykl 10,4 lat (lato) o amplitudzie zmian 0,23 i współczynnika korelacji równym 0,206. Istotny statystycznie na poziomie 10% jest cykl 12,2 lat (lato). Inne cykle, tj. 11,2 i 12,2 lat w lipcu oraz 11,2 lat w roku, nie są istotne statystycznie na żadnym z obranych poziomów istotności.

Cykle 67,6-136,5 lat

Są to najdłuższe cykle, jakie wykryto w ciągach chronologicznych wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej. Najdłuższy cykl wykryto w styczniu – 150,3 lat (amplituda 0,37; $R=0,165$). Długi cykl wykryto zimą – 136,6 lat. Ma on amplitudę zmian wynoszącą 0,33 i jest istotny statystycznie na poziomie 10%. Maksymalna wartość współczynnika korelacji wynosi 0,206 w styczniowym cyklu 67,6 lat, cykl ten jest istotny statystycznie na poziomie 5%. Cykle 73,2 na jesieni, 74,1 lat zimą i 150,3 lat w styczniu są istotne statystycznie na poziomie 10%.

W ciągach czasowych wskaźnika *NAO* w latach 1825-1999 wykryto cykle 2,4-136,5 lat. Najkrótsze cykle obecne są w ciągach czasowych współczynnika *NAO* we wszystkich porach roku i w roku, a także w styczniu i w lipcu. Cykle około 8-letnie nie występują jedynie wiosną. Zimą, w styczniu i w roku wystąpiły istotne statystycznie cykle 7,8-letnie. Są one najbardziej zdeterminowane zimą $R=0,279$ i w roku $R=0,282$. Wykryto także 11,1 i 11,2-letnie cykle *NAO*, które występują w roku, wiosną i zimą, jednak nie są one istotne statystycznie. Są to cykle zbliżone do 11-letniego cyklu aktywności Słońca. Wskaźnik *NAO* charakteryzuje się także cyklicznością kilkunastoletnią (cykl 13,1 lat w roku, 13,5 lat wiosną, 12,2 lat latem oraz 14,2 lat w styczniu) oraz około 100-letnią (w roku występuje cykl 118-letni). Najdłuższy cykl 136,6 lat, który wykryto w ciągach czasowych Oscylacji Północnoatlantyckiej zimą (współczynnik korelacji $R=0,182$), jest istotny statystycznie.

Cykle temperatury powietrza w: Krakowie, Warszawie i Wrocławiu

Z dotychczasowych badań długich ciągów pomiarów temperatury powietrza wynika, że w miastach europejskich (w tym polskich) występuje kilka cykli temperatury powietrza. Są to cykle: 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i cykl planetarny 178,9 lat (Boryczka, Stopa-Boryczka i in., 1997, 1999, 2000). Cykliczność ta jest cechą pola temperatury w Europie (także w Polsce).

Zbliżoną cykliczność wyznaczono na podstawie nieco dłuższych serii pomiarowych temperatury powietrza w badanych miastach: Kraków (1826-1997), Warszawa (1779-2006), Wrocław (1792-2006).

Cykle 6,7-9,3 lat

W Krakowie amplituda cykli temperatury powietrza o tej długości zawiera się w przedziale od 0,12 do 0,97°C; największą amplitudą charakteryzuje się cykl 9,3 lat w styczniu. Największe amplitudy występują we Wrocławiu: od 0,16°C w cyklu 7,1 lat w lecie do 1,12°C dla cyklu 9,3 lat w styczniu. W Warszawie amplitudy temperatury powietrza wahają się od 0,14°C w cyklu 7,4-letnim w roku do 0,96°C w cyklu 9,2-letnim w styczniu. Najbardziej zdeterminowane cykle występują w styczniu. W cyklu 9,3-letnim, jaki wykryto w styczniu w Krakowie, współczynnik korelacji wynosi $R=0,246$. Również duży współczynnik korelacji obliczono w styczniowym cyklu 9,3-letnim we Wrocławiu ($R=0,235$). W Warszawie zimą w cyklu 8,3-letnim obliczono największy współczynnik korelacji równy 0,232. W Krakowie największą liczbę istotnych statystycznie cykli wykryto zimą. Cykle 7,7 lat i 8,2 lat są istotne statystycznie na poziomie 5%, a cykle 8,8 lat i 9,4 lat na poziomie 10%. W Warszawie zimą i w styczniu wykryto po trzy istotne sta-

tystycznie cykle temperatury powietrza. Zimą cykle 7,8 lat i 8,3 lat są istotne statystycznie na poziomie 5%, w styczniu jedynie cykl 9,2 lat jest istotny na tym poziomie.

Cykle 10,5-28,6 lat

W Krakowie amplituda cykli temperatury powietrza w paśmie 10,5-28,6 lat zawiera się w przedziale od 0,16 do 0,74°C; największą amplitudą cechuje się cykl 10,5 lat w styczniu, a najmniejszą cykle 11,3 i 16,0 lat w roku. Amplitudy występujące w Warszawie zawierają się w przedziale: od 0,14°C w cyklu 11,1 lat w lecie do 0,60°C w cyklu 11,4 lat w styczniu. We Wrocławiu amplitudy temperatury powietrza wahają się od 0,16 w cyklu 10,8 i 12,2-letnim w roku do 0,71°C w cyklu 22,4-letnim w styczniu. Cyklem o największym współczynniku korelacji w Krakowie jest cykl 15,5-letni w zimie ($R=0,224$), w Warszawie cykl 16,0-letni latem ($R=0,186$), we Wrocławiu cykl 12,9-letni w zimie ($R=0,203$).

Cykle 66,1-88,6 lat

Amplitudy cykli w Krakowie zawierają się w przedziale od 0,07 w roku (cykl 84,4 lat) do 0,36°C w lipcu (cykl 68,6 lat). W Warszawie największą amplitudą zmian 0,51°C odznacza się cykl 70,2-letni w lipcu, natomiast we Wrocławiu cykl 69,1-letni w styczniu (amplituda wynosi 0,75°C). Największym współczynnikiem korelacji wyróżnia się cykl 74,3-letni temperatury powietrza obecny latem w Warszawie ($R=276$). Cykl 88,6-letni w lecie w Krakowie ma współczynnik korelacji równy 0,239, natomiast cykl 69,1 lat w styczniu we Wrocławiu współczynnik $R=0,203$.

Cykle 101,3-182,0 lat

Długookresowa cykliczność, jakiej podlega temperatura powietrza, wywołana jest przez aktywność słoneczną. Cykle temperatury tej długości są obecne w Krakowie latem i jesienią, a także w styczniu i w lipcu. W Warszawie po jednym takim cyklu wykryto w roku, zimą i w styczniu. We Wrocławiu, wszystkie wykryte długie cykle (124,7 lat w roku, 118,8 lat na wiosnę, 135,6 lat w lecie, 123,5 lat zimą, 129,9 lat w styczniu i 135,6 lat w lipcu) są istotne statystycznie na poziomie 5%. W Warszawie również wszystkie cykle są istotne statystycznie, ale tylko cykl 116,0 lat w styczniu jest istotny na poziomie 5%. W Krakowie jedynie cykl styczniowy (101,3 lat) nie jest istotny statystycznie nawet na poziomie istotności 0,10. Cykl o największym współczynniku korelacji R równym 0,331 wykryto na jesieni w Krakowie (cykl 182,0 lat). Dużym współczynnikiem korelacji cechuje się także cykl 135,6 lat wykryty w lecie we Wrocławiu ($R=0,287$). W Warszawie najbardziej zdefiniowany jest cykl 116,0-letni o współczynniku korelacji równym 0,175.

Największe amplitudy temperatury powietrza mają długie cykle we Wrocławiu. W mieście tym amplitudy wahają się od 0,28°C (cykl 135,6 lat w lecie) do 1,06°C (cykl 129,9 lat w styczniu). W Warszawie największa amplituda temperatury powietrza występuje w przypadku cyklu 116,0 lat (styczeń), natomiast najmniejsza 0,17°C w cyklu 111,2 lat (rok). W Krakowie amplitudy mają wartość od 0,23°C w cyklu 180,7 lat w lipcu do 0,63°C w cyklu 182,0 lat na jesieni.

W Krakowie, Warszawie i Wrocławiu wykryto długie i krótkie cykle temperatury powietrza. W widmach temperatury powietrza w trzech miastach występują cykle około

4-letnie, około 8-letnie i około 11-letnie. Jak wykazali J. Boryczka i inni (2005), w Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach. W styczniu wykryto 8,3-letnie istotne statystycznie cykle w Krakowie, Warszawie i Wrocławiu. W widmach temperatury powietrza w Krakowie, Warszawie i Wrocławiu w nieco dłuższych przedziałach czasu obecne są także cykle kilkunastoletnie, około 30-letnie, około 85-letnie oraz najdłuższe około 100-letnie oraz planetarne 180-letnie. Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102,0 i 187,0-letnie aktywności Słońca (Boryczka i in., 2005). Analogiczne okresy obecne są w seriach pomiarowych temperatury powietrza. Okres około 100-letni temperatury powietrza w styczniu wykryto w Krakowie (101,3 lat), w Warszawie (116,0 lat) i we Wrocławiu (129,9 lat). We Wrocławiu w roku wykryto cykl 124,7 lat, wiosną 118,8 lat, latem 135,6 lat, zimą 123,5 lat oraz w lipcu 135,6 lat. W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Cykl 182,0-letni temperatury powietrza obecny jesienią w Krakowie cechuje się największym ze wszystkich cykli współczynnikiem korelacji wynoszącym $R=0,331$. W Warszawie długie cykle 100-180 lat wykryto w roku, zimą i w styczniu. We Wrocławiu cykle takie nie są obecne jedynie jesienią.

Synchroniczność cykli *NAO* i temperatury powietrza w Polsce

W ciągach czasowych temperatury powietrza zarówno w Krakowie, w Warszawie jak i we Wrocławiu wykryto cykl około 4-letni. Takie same bądź bardzo zbliżone cykle wykryto w przebiegu Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO*.

Na podstawie sezonowych oraz wybranych miesięcznych wartości poszczególnych zmiennych we wszystkich badanych seriach pomiarowych wykryto cykl około 8-letni. Najbardziej zbliżone cykle około 8-letnie wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza w Krakowie, Warszawie i Wrocławiu występują zimą i w roku oraz w styczniu. Cykl 7,8 lat wykryto w ciągach średnich rocznych wartości temperatury powietrza we wszystkich miastach, a także w widmie wskaźnika *NAO*. Cykle te charakteryzują się dużymi współczynnikami korelacji (R). Synchroniczne są również cykle około 11-letnie wskaźnika *NAO* i temperatury powietrza (szczególnie w roku oraz w lipcu). Niewielka jest zbieżność długich cykli (istotnych statystycznie) temperatury powietrza i wskaźnika *NAO*.

Podsumowując, na podstawie przeprowadzonych badań należy stwierdzić, że Oscylacja Północnoatlantycka (*NAO*) warunkuje okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce. Wpływ *NAO* na temperaturę powietrza jest większy we Wrocławiu niż w Krakowie czy w Warszawie. Wpływ ten maleje w miarę przesuwania się na wschód. Wynika to z napływu stosunkowo cieplejszych i wilgotnych mas powietrza z Atlantyku nad wychłodzone podłoże środkowej Europy, które powodują wzrost temperatury powietrza.

Dotychczasowy stan badań długich ciągów pomiarów temperatury powietrza wykazał, że w miastach europejskich (w tym polskich) występuje kilka cykli temperatury powietrza. Są to cykle: 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i cykl planetarny 178,9 lat (Boryczka, Stopa-Boryczka i in., 1997, 1999, 2000). Cykliczność ta jest cechą pola temperatury w Europie (także w Polsce). Wskazuje na to obecność wcześniej wspomnianych cykli w prawie wszystkich ciągach chronologicznych (miesięcznych, sezonowych i rocznych).

W celu zbadania okresowości zmian temperatury powietrza, podobnie jak przy wyznaczaniu cykli Oscylacji Północnoatlantycznej o nieco dłuższych przedziałach czasu, wykorzystano metodę „sinusoid regresji” J. Boryczki (1998). Umożliwia ona wyznaczenie widm i okresów zmiennych meteorologicznych. Widma temperatury powietrza w Krakowie, Warszawie i we Wrocławiu przedstawiono na wykresach (rys.2-4), a parametry poszczególnych cykli zamieszczono w tabelach 2-4. Istotność statystyczna wyznaczonych cykli została oceniona za pomocą testu Fishera-Snedecora na poziomach istotności 5% i 10%. Cykl przyjęto jako istotny statystycznie, gdy wartość obliczona F_{obl} jest większa od wartości krytycznej F_{kr} .

Zależność korelacyjna temperatury powietrza od Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO)

Przebieg średniej rocznej wartości wskaźnika *NAO* w latach 1825-1999 charakteryzuje się tendencją dodatnią 0,01/100 lat – zbliżoną do zera. Dodatnia tendencja wskaźnika *NAO* wskazuje na rosnącą rolę napływających z Atlantyku mas powietrza, w kształtowaniu warunków klimatycznych w Europie (i w Polsce). Zima charakteryzuje się największą tendencją ujemną -0,15/100 lat, a jesień największą tendencją dodatnią (0,15/100 lat). Z przebiegu średnich konsekwentnych 11-letnich wartości wynika, że w badanym okresie dominowała dodatnia faza *NAO*.

Zależność zmian temperatury powietrza zbadano, wyznaczając współczynniki korelacji w Krakowie, Warszawie i we Wrocławiu od wskaźnika *NAO* w latach 1825-1997. Uwzględniono średnie roczne, sezonowe i miesięczne wartości temperatury powietrza i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (rys.5-7, tab.5).

Stosując test *t*-Studenta, określono istotność statystyczną współczynników korelacji. Obrano dwa poziomy istotności statystycznej 5% i 10%. Współczynnik korelacji uznano jako istotny statystycznie, gdy wartość obliczona t_{obl} jest większa od wartości krytycznej $t_{kr}=1,658$ (poziom istotności 10%), $t_{kr}=1,980$ (poziom istotności 5%).

$$t_{obl} = |r| \cdot (1-r^2)^{-0,5} \cdot (n-2)^{0,5}$$

Temperatura powietrza zarówno w Krakowie, jak i w Warszawie i Wrocławiu jest najsilniej skorelowana ze wskaźnikiem *NAO* w chłodnej porze roku (szczególnie w styczniu). Współczynnik korelacji między wskaźnikiem *NAO* a temperaturą powietrza jest największy: $r=0,62$ we Wrocławiu w styczniu, przy czym w Warszawie w styczniu wynosi $r=0,56$; a w Krakowie $r=0,52$. W Warszawie współczynnik korelacji w styczniu jest wyższy niż w Krakowie i wynosi 0,56 (jest największy spośród wszystkich miesięcy i istotny statystycznie na poziomie istotności 5%). W Krakowie istotne statystycznie na poziomie 5% zależności wykryto oprócz stycznia także w marcu $r=0,44$; w grudniu $r=0,38$; w lutym $r=0,36$; w listopadzie $r=0,31$ oraz we wrześniu $r=0,27$. W Krakowie istotny statystycznie na poziomie 10% jest współczynnik korelacji w kwietniu, wynoszący 0,13. Największy współczynnik korelacji temperatury powietrza i wskaźnika *NAO* jest we Wrocławiu w styczniu. Jest on największy spośród wszystkich miast i wynosi $r=0,62$ (istotny statystycznie na poziomie 5%). Duże współczynniki korelacji między temperaturą powietrza a wskaźnikiem *NAO* występują także w Warszawie: w lutym $r=0,55$; w marcu $r=0,50$; w grudniu $r=0,40$; w listopadzie $r=0,37$; wrześniu $r=0,28$; październiku

niku $r=0,22$ oraz w maju i czerwcu $r=0,15$. Wszystkie wymienione współczynniki korelacji są istotne statystycznie na poziomie 5%. Istotny statystycznie na poziomie 10% jest współczynnik korelacji w lipcu, wynoszący 0,13. Reszta współczynników korelacji nie jest istotna statystycznie na żadnym z obranych poziomów istotności. Największa zależność temperatury powietrza od Oscylacji Północnoatlantyckiej występuje we Wrocławiu. Istotne statystycznie na poziomie 5% zależności występują we wszystkich miesiącach oprócz czerwca i lipca. Silna korelacja zachodzi we wspomnianym wcześniej styczniu, w lutym $r=0,58$; w grudniu $r=0,49$; w marcu $r=0,47$ oraz w listopadzie $r=0,41$.

Podsumowując należy zauważyć, że największe zależności temperatury powietrza od wskaźnika *NAO* we wszystkich trzech polskich miastach występują w chłodnej porze roku od listopada do marca, a najmniejsze od czerwca do sierpnia. We wrześniu też występują stosunkowo duże wartości współczynnika korelacji między badanymi zmiennymi (Kraków $r=0,27$; Warszawa $r=0,28$; Wrocław $r=0,36$). Korelacja między średnimi rocznymi i średnimi w porach roku wartościami wskaźnika *NAO* i temperaturą powietrza jest największa we Wrocławiu.

Zarówno w Krakowie, Warszawie, jak i we Wrocławiu w badanych okresach czasu tendencja temperatury powietrza we wszystkich porach roku, w roku oraz w styczniu i w lipcu jest dodatnia. Największą tendencją dodatnią w tych trzech miastach charakteryzuje się styczeń (Kraków $1,7^{\circ}\text{C}/100$ lat, Warszawa $1,3^{\circ}\text{C}/100$ lat, Wrocław $1,1^{\circ}\text{C}/100$ lat).

Jak wynika z badań J. Boryczki i innych (2002), w Polsce (tak jak w całej Europie) coraz cieplejsze są zimy, np. w Warszawie o $1^{\circ}\text{C}/100$ lat, a w Krakowie o $1,4^{\circ}\text{C}/100$ lat. Część tego postępującego ocieplenia klimatu w latach 1779-1990, np. w Warszawie o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat, wynika ze wzrostu aktywności Słońca. Wyznaczona w pracy tendencja temperatury powietrza zimą w Krakowie wynosi $1,5^{\circ}\text{C}/100$ lat, w Warszawie $1,1^{\circ}\text{C}/100$ lat, we Wrocławiu $0,7^{\circ}\text{C}/100$ lat. Tendencje temperatury powietrza w sezonie letnim wynoszą: w Krakowie $0,3^{\circ}\text{C}/100$ lat, w Warszawie około $0,0^{\circ}\text{C}/100$ lat, a we Wrocławiu $0,3^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Na podstawie przebiegów średnich konsekwentnych wartości temperatury powietrza w trzech polskich miastach oraz wskaźnika *NAO* można także stwierdzić, iż w miesiącach zimowych temperatura powietrza w Krakowie, w Warszawie i we Wrocławiu jest dodatnio skorelowana ze wskaźnikiem *NAO* (rys. 8-10). Wynika to z napływu zimą stosunkowo cieplejszych i wilgotnych mas powietrza nad wychłodzone podłoże.

Tabela. 1. Cykle wskaźnika *NAO* w latach 1825-1999 – zima

θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	istotność
2,4	0,35	0,216	1,475	0,196	3,420	0,05
4,7	0,31	-0,947	1,484	0,181	2,881	0,1
5,0	0,38	-2,919	1,455	0,227	4,642	0,05
5,7	0,31	2,158	1,483	0,182	2,940	0,1
7,8	0,42	-0,051	1,415	0,279	7,190	0,05
8,3	0,29	2,286	1,456	0,225	4,580	0,05
8,8	0,24	-0,263	1,480	0,188	3,120	0,05
11,2	0,18	1,895	1,512	0,120	1,240	nieistotny
15,5	0,26	-0,501	1,496	0,157	2,172	nieistotny
74,1	0,33	1,833	1,487	0,175	2,702	0,1
136,6	0,33	2,239	1,483	0,182	2,940	0,1

Tabela. 2. Cykle temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1997 - zima

θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	istotność
3,3	0,61	-1,548	5,251	0,181	2,831	0,1
4,6	0,56	-1,052	5,256	0,178	2,749	0,1
5,6	0,52	0,472	5,276	0,167	2,420	0,1
7,7	0,63	-1,187	5,184	0,212	3,954	0,05
8,2	0,56	2,627	5,130	0,234	4,880	0,05
8,8	0,28	-0,439	5,269	0,171	2,535	0,1
9,4	0,40	0,983	5,271	0,170	2,502	0,1
11,3	0,33	-0,467	5,134	0,145	1,802	nieistotny
15,5	0,63	-1,513	5,155	0,224	4,448	0,05
17,5	0,54	-2,526	5,274	0,168	2,453	0,1
56,7	0,46	3,006	5,236	0,188	3,080	0,05

Tabela. 3. Cykle temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2006 - zima

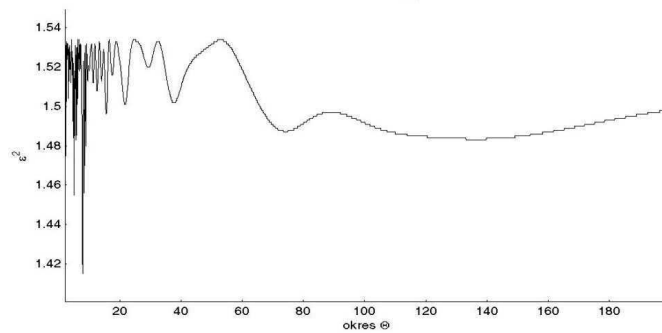
θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	istotność
3,1	0,52	-2,726	5,392	0,150	2,576	0,1
3,3	0,53	-1,217	5,375	0,160	2,938	0,1
3,5	0,52	-1,368	5,399	0,146	2,427	0,1
5,2	0,59	-0,679	5,312	0,192	4,301	0,05
5,5	0,30	-1,674	5,400	0,145	2,406	0,1
5,7	0,41	1,720	5,388	0,152	2,661	0,1
7,8	0,57	0,154	5,320	0,189	4,126	0,05
8,3	0,72	1,777	5,220	0,232	6,351	0,05
8,7	0,50	2,938	5,381	0,156	2,810	0,1
12,9	0,46	0,841	5,378	0,158	2,874	0,1
15,3	0,48	0,736	5,385	0,154	2,725	0,1
73,8	0,26	1,903	5,390	0,151	2,618	0,1
114,8	0,49	-1,879	5,389	0,157	2,830	0,1

Tabela. 4. Cykle temperatury powietrza we Wrocławiu w latach 1792-2006 - zima

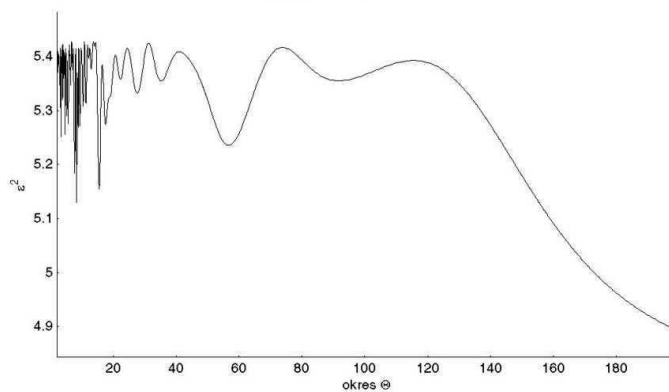
θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	istotność
3,1	0,51	-2,643	5,494	0,150	2,420	0,1
5,2	0,46	-0,364	5,495	0,149	2,400	0,1
5,5	0,43	-1,435	5,466	0,166	2,972	0,1
5,7	0,44	1,730	5,471	0,163	2,873	0,1
7,5	0,50	0,586	5,485	0,155	2,597	0,1
7,8	0,59	0,195	5,373	0,210	4,850	0,05
8,3	0,64	1,697	5,342	0,222	5,490	0,05
8,8	0,48	-0,310	5,499	0,147	2,321	nieistotny
11,4	0,30	3,111	5,554	0,108	1,250	nieistotny
12,9	0,52	0,719	5,388	0,203	4,543	0,05
14,0	0,40	0,694	5,419	0,189	3,913	0,05
15,4	0,50	-0,252	5,431	0,183	3,671	0,05
69,3	0,45	-2,923	5,437	0,180	3,551	0,05
123,5	0,76	-0,876	5,316	0,233	6,033	0,05

Tabela. 5. Wartości współczynnika korelacji (r) temperatury powietrza w Krakowie, Warszawie i Wrocławiu z wskaźnikiem *NAO* w latach 1825-1997

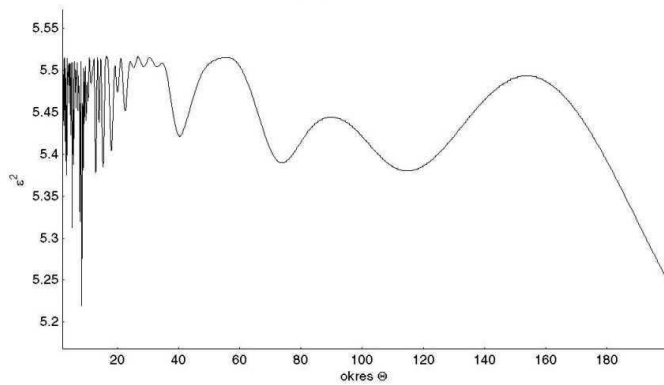
	Kraków	Warszawa	Wrocław
zima	0,42	0,50	0,56
styczeń	0,52	0,56	0,62
wiosna	0,23	0,26	0,30
lato	0,07	0,13	0,13
lipiec	0,12	0,13	0,11
jesień	0,23	0,29	0,32
rok	0,24	0,30	0,33



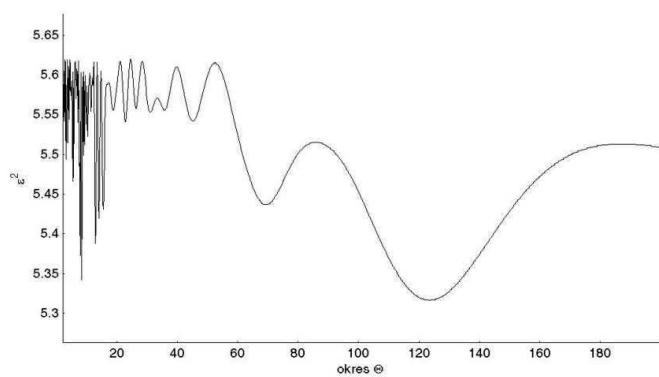
Rysunek 1. Widmo wskaźnika *NAO* w latach 1825-1999 – zima



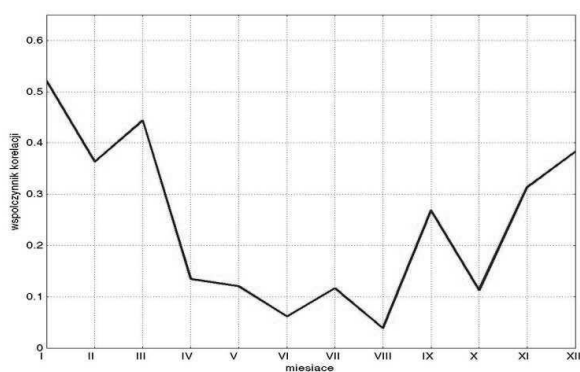
Rysunek 2. Widmo temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1997 - zima



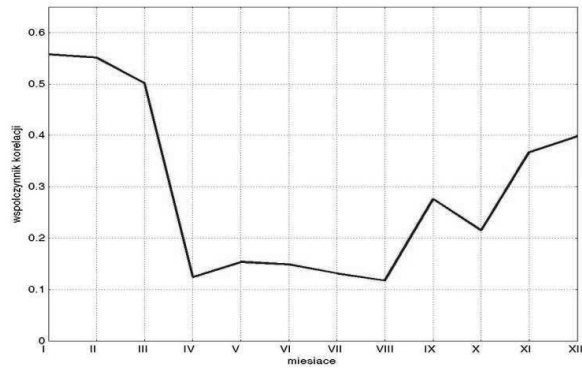
Rysunek 3. Widmo temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2006 - zima



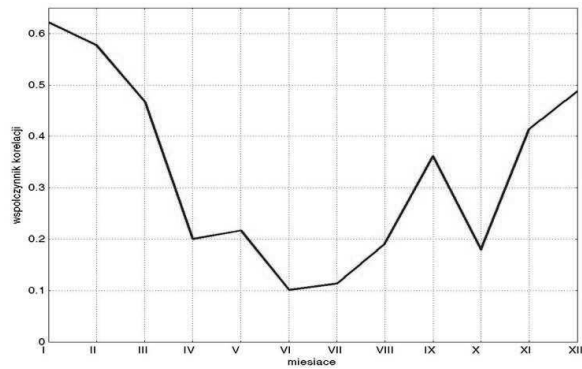
Rysunek 4. Widmo temperatury powietrza we Wrocławiu w latach 1792-2006 – zima



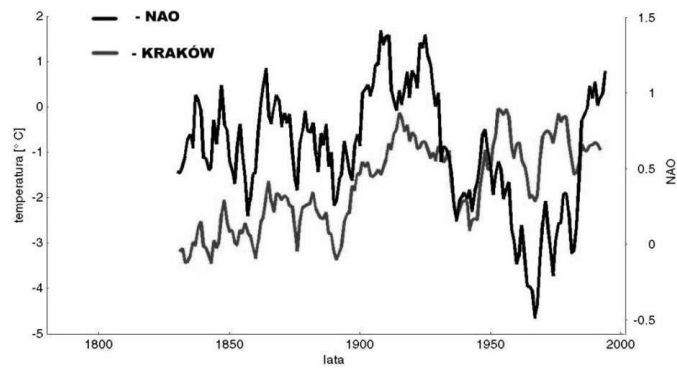
Rysunek 5. Przebieg roczny współczynnika korelacji (r) temperatury powietrza w Krakowie i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1825-1997)



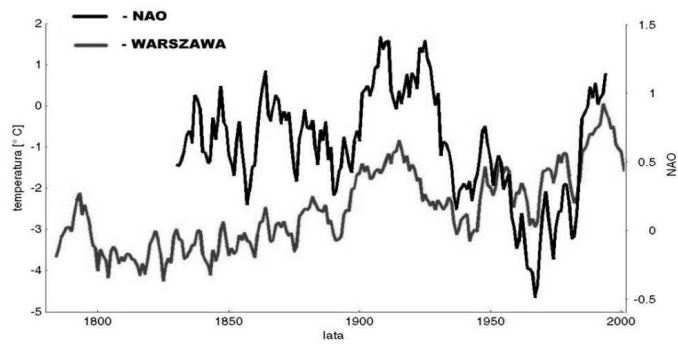
Rysunek 6. Przebieg roczny współczynnika korelacji (r) temperatury powietrza w Warszawie i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1825-1997)



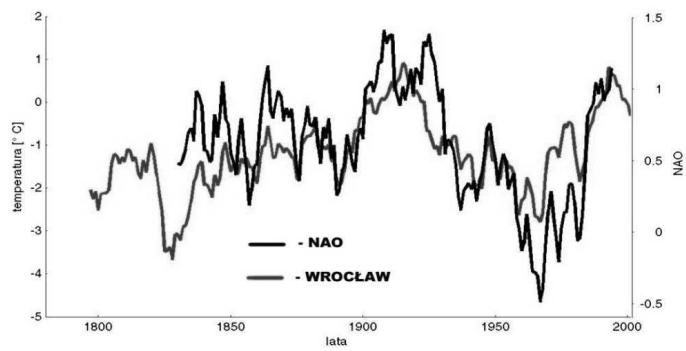
Rysunek 7. Przebieg roczny współczynnika korelacji (r) temperatury powietrza we Wrocławiu i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1825-1997)



Rysunek 8. Średnie 11-letnie konsekutywne wartości temperatury powietrza w Krakowie (1826-2006) i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (1825-1999) – zima



Rysunek 9. Średnie 11-letnie konsekwentne wartości temperatury powietrza w Warszawie (1779-2006) i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (1825-1999) – zima



Rysunek 10. Średnie 11-letnie konsekwentne wartości temperatury powietrza we Wrocławiu (1792-2006) i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej (1825-1999) – zima

5.2.2. Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego

Autor: Mariusz CEBULA

Opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK

Porównania typów cyrkulacji atmosferycznej z okresu 40 lat, tj. od 1951 do 1990 (14610 dni), w tym samym dniu określone według dwóch całkowicie różnych metodycznie klasyfikacji (wzrokowej – Osuchowskiej-Klein i liczbowej – Lityńskiego), w których jest określony kierunek i charakter. W dniach z ustalonymi typami cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (TC_{OK}), określono typy cyrkulacji Lityńskiego (TC_L). Za podstawową przyjęto klasyfikację Osuchowskiej-Klein, opublikowany kalendarz codziennych typów TC_{OK} od 1901 r., z okresu 90 lat (tab.1-2, rys. 1-10).

Stwierdzono, że w ciągu roku w dniach TC_{OK} (cyklonalnych) w przypadku 5 z 6 typów najczęściej występuje TC_L zgodny co do kierunku i charakteru (tzn. również cyklonalny), z wyjątkiem zachodniego typu A, przy którym najczęstszy jest TC_L z lewej strony, tzn. SWc:

TC_{OK}	TC_L	%
E_0	NEc i Ec	18,1 + 9,8 = 28,9
F	SEc	22,8
B	Sc	26,6
D	SWc	24,2
CB	NWc	23,7
A	SWc	16,2
	Wc	14,7

W przypadku 3 typów drugie pod względem częstości są typy zgodne co do charakteru, lecz z kierunku z lewej strony:

TC_{OK}	TC_L	%
E_0	Nc	12,0
F	Ec	19,5
D	Sc	15,6

Natomiast w dniach z cyrkulacją południową B (w dniach z którą jest największa częstość ścisłego odpowiednika TC_L spośród wszystkich TC_{OK}), prawie z taką samą częstością występują TC_L cyklonalne zarówno z kierunku z prawej, jak i z lewej strony:

TC_{OK}	TC_L	%
B	SWc	12,6
	SEc	12,3

Wyjątek stanowią dni z typem CB, w których częściej pojawiają się TC_L cyklonalne N (15,4%), czyli z prawej strony, niż W (10,5%), tzn. z lewej strony. Wyjątek ten jest jednak raczej pozorny i wynika prawdopodobnie stąd, że w KC_{OK} nie ma wydzielonych typów cyrkulacji z kierunku północnego, które obiektywnie jednak zdarzają się.

Ponadto w dniach z TC_{OK} cyklonalnymi dość częste są też TC_L pośrednie, tzn. zero-
we, ze zgodnego z nimi kierunku lub z lewej strony, w tym szczególnie przy:

TC _{OK}	TC _L	%
E ₀	NEo i Eo	11,9 + 9,6 = 21,5
F	SEo	9,5
D	SWo	18,7
A	Wo	13,9
	SWo	10,7 33,7
	NWo	9,1
CB	NWo	10,6

Wyjątkiem jest niewielki udział typów zerowych przy TC_{OK} B – tylko 5,6% przy TC_L So.

Łączny udział TC_L cyklonalnych i zerowych z kierunku zgodnego z TC_{OK} i odchylonych od niego o 45° (częściej z lewej strony, choć w przypadku niektórych typów i z prawej oraz „bezdwekcyjne”) stanowi ponad 60% spośród wszystkich TC_L w dniach z TC_{OK} cyklonalnymi:

TC _{OK}	TC _L zgodne i z lewej strony	liczba typów	%	TC _L z prawej strony i „bezdwekcyjne”	%
E ₀	NEc, Nc, NEo, Ec, No, Eo	6	64,9		
F	SEc, SEo, Ec i Eo	4	60,0	Sc i So	11,9
B	Sc, So, SEc i SEo	4	48,2	Oc, Oo, SWc i SWo	28,1
D	SWc, SWo, Sc i So	4	67,7		
A	Wc, Wo, SWc i SWo	4	55,4	NWc i NWo	21,6
CB	NWc, NWo, Wc i Wo	4	49,4	Nc i No	21,4

Typom cyrkulacji według KC_{OK} z sektora wschodniego i południowego (z wyjątkiem TC_{OK} B) w ponad 60% odpowiadają TC_L z kierunku ściśle odpowiadającego i z lewej strony. Natomiast przy TC_{OK} z sektora zachodniego, oprócz TC_L kierunku zgodnego i z lewej strony odpowiadają im jeszcze typy z prawej strony, co razem stanowi już ponad 70%. Ponadto przy TC_{OK} B oprócz TC_L zgodnych, z lewej i prawej strony występują jeszcze typy „bezdwekcyjne”, co łącznie stanowi również ponad 70%.

Średnio w ciągu roku typy zgodne co do charakteru, tzn. cyklonalne odpowiadały najczęściej wszystkim typom, chociaż z różną częstością (%):

TC _{OK}	cyklonalne	zerowe	Antycyklonalne
E ₀	53,6	33,2	13,1
F	65,4	28,6	6,0
B	78,4	18,6	3,0
D	57,2	35,6	7,2
A	51,9	39,1	9,1
CB	64,7	28,7	6,6

Z przedstawionego przeglądu wynika, że w dniach z typem E₀ zachodziła najmniejsza zgodność kierunku TC_L oraz mała zgodność charakteru, a także duży udział typów antycyklonalnych, a więc o przeciwnym charakterze. W dniach z typem B natomiast była największa zgodność tak kierunku TC_L, jak i charakteru oraz najmniejszy udział typów zerowych i antycyklonalnych. W dniach z typem A była najmniejsza zgodność kierunku TC_L oraz najmniejszy udział typów zgodnych co do charakteru, za to największa częstość typów pośrednich.

Analiza TC_L w dniach z typami cyklonalnymi według KC_{OK} wykazała, że każdemu z nich odpowiada zwiększona częstość typów również cyklonalnych (ponad 50%: od 51,9% przy typie A do 78,4% przy B), a również dość znaczna pośrednich, tzn. zerowych – od 18,6% przy typie B do 39,1% przy A. Częste są również TC_L z lewej strony ściślego odpowiednika TC_{OK}, tzn. przy typie E₀ – północne, przy F – wschodnie, przy D – południowe; przy typie A TC_L południowo-zachodnie są nawet częstsze niż zachodnie. Przy typie B prawie jednakowo częste są TC_L południowo-wschodnie, jak i południowo-zachodnie, a wraz z „właściwymi” południowymi mają one częstość większą niż którekolwiek z TC_L przy danym TC_{OK}. Wyjątek stanowi typ CB, przy którym częściej niż TC_L z lewej strony stwierdzano TC_L z prawej strony, tzn. północne. Znaczny udział tych typów zarówno przy TC_{OK} E₀, jak i CB w sposób oczywisty wynika z braku typu północnego w KC_{OK}, tym niemniej częste określenie TC_L „bardziej z lewej strony” niż według KC_{OK} wydaje się charakterystyczną cechą dni z typami cyklonalnymi według KC_{OK}.

Uzyskane wyniki dotyczące zgodności charakteru TC_{OK} i TC_L w tym samym dniu potwierdzają wyniki badań zależności ciśnienia atmosferycznego od typu cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (Kossowska-Cezak, Bocheński, 2004). Badania te wykazały, że najniższe ciśnienie występuje przy typie B, co znajduje potwierdzenie w największym (78,4%) udziale typów cyklonalnych i najmniejszym (3,0%) antycyklonalnych, natomiast najwyższym ciśnieniem spośród typów cyklonalnych odznacza się typ E₀, przy którym udział TC_L cyklonalnych jest względnie mały (53,6%), za to największy antycyklonalnych (13,1%). Co prawda, najmniejszą częstość (51,9%) osiągają typy cyklonalne przy typie A, o ciśnieniu umiarkowanie niskim, ale są one zrekompensowane największym udziałem typów zerowych (39,1%) i dużym antycyklonalnych (9,1%).

W dniach TC_{OK} antycyklonalnymi w przypadku 4 z 6 typów najczęściej występowały TC_L zgodne tak co do kierunku, jak i charakteru (tzn. antycyklonalne):

TC _{OK}	TC _L	%
E	NEa	23,5
E ₁	Ea i SEa	6,8 + 24,8 = 31,4
D ₂ C	Sa i SWa	8,6 + 25,7 = 34,3
G	Oa	20,0

W dniach z pozostałymi 2 typami – C₂D i E₂C częściej występowały TC_L z prawej strony, niż z kierunku zgodnego z TC_{OK}:

TC _{OK}	TC _L – zgodne	%	TC _L – z prawej strony	%
C ₂ D	Wa	16,4	NWa	21,1
E ₂ C	NWa	10,4	N	24,8
			NE	11,4

W dniach z TC_{OK} antycyklonalnymi rzadziej występują TC_L pośrednie, w porównaniu do TC_{OK} cyklonalnych. Ponadto w dniach z TC_{OK} antycyklonalnymi udział TC_L z kierunku zgodnego z TC_{OK} i odchylonych o 45° w prawą stronę, ewentualnie też o 90° oraz przy niektórych typach również TC_L z lewej strony i „bezadwekcyjnych”, zgodnych co do charakteru, jak i przy niektórych TC_{OK} – typów zerowych stanowi ponad 60%:

TC _{OK}	TC _L zgodne i z prawej strony	TC _L z lewej strony i „bezadwekcyjne” oraz zerowe	liczba typów	%
E	NEa, Ea i SEa	Na	4	61,0
E ₁	SEa, Sa i SWa	SEo i So	5	68,1
D ₂ C	Sa, SWa, Wa i NWa	SWo	5	67,1
C ₂ D	NWa i Na	Wa i Oa	4	60,0
E ₂ C	NWa, Na i NEa	No	4	61,3
G	Oa	Na, Wa, Sa i SWa	5	69,4

W dniach z TC_{OK} antycyklonalnymi średnio w ciągu roku TC_L zgodne co do charakteru, tzn. antycyklonalne występują najczęściej, zerowe rzadziej, a bardzo rzadko o charakterze przeciwnym, tzn. cyklonalne, chociaż z różną częstością (%):

TC _{OK}	cyklonalne	zerowe	antycyklonalne
E	3,9	24,2	71,9
E ₁	4,1	27,2	68,7
D ₂ C	4,8	27,3	68,0
C ₂ D	2,5	22,7	74,8
E ₂ C	6,1	36,1	58,1
G	2,0	8,0	90,0

Z przedstawionego przeglądu wynika, że przy typie G zachodzi zdecydowanie największa zgodność co do charakteru cyrkulacji i – siłą rzeczy – bardzo mały udział typów pośrednich i cyklonalnych. Drugim pod względem zgodności charakteru jest typ C₂D, ale przy nim zachodzi mniejsza zgodność co do kierunku. W dniach z typem E₂C natomiast była najmniejsza zgodność TC_L tak co do kierunku, jak i charakteru – przy tym TC_{OK} jest wyraźnie mniejszy udział TC_L antycyklonalnych, największy zaś udział TC_L zerowych i cyklonalnych.

Analiza TC_L w dniach z typami antycyklonalnymi według KC_{OK} wykazała, że każdemu z nich odpowiada znacznie większa częstość typów antycyklonalnych niż to było w przypadku TC_{OK} cyklonalnych (ponad 55%: od 58,1% przy typie E₂C do 74,8% przy C₂D), a zarazem mniejsza zerowych – od 22,7% przy typie C₂D do 36,1% przy E₂C. Często są również TC_L z prawej strony ścisłego odpowiednika TC_{OK}, tzn. przy typie E – wschodnie, przy E₁ – południowe, przy D₂C – zachodnie; przy typie C₂D TC_L północno-zachodnie były nawet częstsze niż zachodnie, również przy typie E₂C TC_L północne i północno-wschodnie były częstsze niż północno-zachodnie. Przy TC_{OK} antycyklonalnych Określanie TC_L „bardziej z prawej strony” jest charakterystyczną cechą, która dotyczy wszystkich TC_{OK} antycyklonalnych bez wyjątku. Ponadto częściej wśród TC_{OK} antycyklonalnych rozpoznano typy o przeciwnym kierunku i jednocześnie charakterze niż przy TC_{OK} cyklonalnych.

Podobnie, jak to było w przypadku TC_{OK} cyklonalnych, uzyskane wyniki dotyczące zgodności charakteru TC_{OK} i TC_L w tym samym dniu potwierdzają wyniki badań zależności ciśnienia atmosferycznego od typu cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (Kossowska-Cezak, Bocheński, 2004), w których: najwyższe ciśnienie towarzyszy typowi G, przy którym też najczęściej (90,0%) występują TC_L antycyklonalne i tylko wyjątkowo (2,0%) cyklonalne, natomiast najniższa wartość ciśnienia spośród antycyklonalnych towarzyszy typowi E₂C, przy którym uzyskano wynik odwrotny: najmniej (58,1%) typów antycyklonalnych i najwięcej pośrednich (36,1%) oraz cyklonalnych (6,1%).

W dniach z TC_{OK} pośrednim południowym BE udział TC_L z tego kierunku oraz z lewej i prawej strony, tzn. południowo-wschodnich i południowo-zachodnich wyniósł 96,9%. Ponadto przy tym typie oraz przy sytuacjach nieokreślonych X występuje największy udział TC_L zerowych, tzn. również pośrednich i dość duży cyklonalnych, natomiast mały antycyklonalnych.

W porach roku w dniach z poszczególnymi TC_{OK} częstość odpowiednich TC_L jest różna, z wyjątkiem dni z TC_{OK} E₀, D, CB i E₂C, w których we wszystkich porach roku ich częstość jest bardzo podobna, tzn. jest zbliżona do rocznej. W dniach z typami F, E, D₂C i C₂D w trzech porach roku ich udział jest podobny do rocznego, ale w pojedynczej porze roku ich częstość się różni, i tak na jesieni przy TC_{OK} F najczęstsze są TC_L z południo-wschodu i wschodu oraz jest niewielki udział typów „bežadwekcyjnych”. Zimą w dniach z typem E najczęściej występują TC_L z wschodu, a w pozostałych porach roku najczęstsze są typy z północo-wschodu. Również w zimie TC_{OK} D₂C różni się od częstości rocznej, w której najczęściej występują TC_L z południo-zachodu, zimą zaś najczęstszy jest udział typów z zachodu. Natomiast najczęściej w roku przy typie C₂D występują TC_L z północo-zachodu, a w lecie największy jest udział typów z zachodu.

W dniach z TC_{OK} wschodnim i południowo-wschodnim E_1 oraz zachodnim A częstość poszczególnych TC_L różni się w półroczach, szczególnie przy typie E_1 , gdzie w zimie i wiosną najczęstsze są TC_L z południo-wschodu, a latem i jesienią częstsze są z południa. Podobnie jest przy TC_{OK} A, ale w innych półroczach, i tak wiosną i latem częstsze są TC_L z południo-zachodu, a jesienią i zimą z zachodu.

Natomiast przy TC_{OK} G i BE w dwóch porach roku częstość TC_L jest podobna do rocznej, a w pozostałych dwóch udział poszczególnych typów jest różny, i tak jesienią i zimą w dniach z wyżem z centrum nad Polską (TC_{OK} G) najczęściej występuje TC_L Oa i dość często typy z północy, wschodu, południa i zachodu, natomiast wiosną, oprócz TC_L Oa, również typy południowo-zachodnie, zachodnie i północne, latem zaś największy jest udział typów z południa. Natomiast przy TC_{OK} BE w przejściowych porach roku, kiedy to częstość TC_L jest podobna do rocznej, występują najczęściej typy z południa, a prawie taki sam jest udział typów z południo-wschodu i południo-zachodu, w zimie zaś największy jest udział TC_L z południo-wschodu i południa, w ogóle nie występują typy z południo-zachodu. W lecie natomiast najczęstsze są TC_L z południa i dość częste z południo-zachodu, a rzadsze są z południo-wschodu.

W dniach z TC_{OK} B i sytuacjami nieokreślonymi X częstość TC_L jest różna, tak między poszczególnymi porami roku, jak i w stosunku do roku. Na jesieni w dniach z TC_{OK} B częstość TC_L jest podobna do rocznej, w której najczęstsze są typy z południa oraz dość częste są typy z południo-wschodu i bardzo zbliżone z południo-zachodu. W zimie natomiast najczęściej występują TC_L z południa i południo-wschodu, wiosną zaś z południa i południo-zachodu. Latem w dniach z TC_{OK} B największy jest udział TC_L „bezdawekcyjnych”. Przy sytuacjach nieokreślonych X, w każdej porze roku i roku jest inna częstość poszczególnych TC_L , ale zimą, wiosną i latem najczęstsze są typy „bezdawekcyjne”.

W pojedynczych dniach według każdej z uwzględnionych klasyfikacji występowała cyrkulacja o przeciwnym kierunku i charakterze. Sytuacje takie występują bardzo rzadko i dotyczą głównie dni, w których TC_{OK} odznacza się małym podobieństwem do wzorca. Analiza pola ciśnienia z 16 dni wykazała, że w większości (około 60%) przypadków bardziej prawidłowe wydają się TC według klasyfikacji liczbowej (Lityńskiego) niż wzorkowej (Osuchowskiej-Klein), przynajmniej w odniesieniu do większego obszaru środkowej Europy. W pozostałych przypadkach bardziej trafne wydają się typy według KC_{OK} , chociaż – jak wspomniano – sytuacje te odbiegały od wzorca.

Analiza TC_L w dniach z centrum wyżu nad Polską (typ G) wykazała, że odpowiada mu największa częstość typów również antycyklonalnych – 90%, a udział typów pośrednich i cyklonalnych był bardzo mały (odpowiednio 8 i 2%). Kolejne co do częstości były typy antycyklonalne z północy, zachodu i południa (te ostatnie najczęściej rozpoznawano w lecie). Przy TC_{OK} BE można zauważyć, że oprócz częściej rozpoznawanych dni z TC_L z kierunku „właściwego”, tzn. południowego notowano dość często typy zarówno z lewej, jak i z prawej strony, więc ten typ ma wspólne cechy typów o charakterze cyklonalnym i antycyklonalnym, ponadto częstość TC_L z sektora południowego wyniosła 96,9% oraz najczęściej TC_{OK} BE odpowiadały typy pośrednie (45,4%) i dość często cyklonalne (38,1%), a rzadziej antycyklonalne (16,5%). Natomiast przy sytuacjach nieokreślonych X można przede wszystkim zauważyć, że udział typów ze względu na charakter był

bardzo zbliżony do TC_{OK} BE oraz że oprócz najczęściej rozpoznawanej cyrkulacji „bežadwekcyjnej”, często stwierdzano typy z południa. Można więc stwierdzić, że wspólną cech tych wyróżnionych typów (TC_{OK} G zwłaszcza w lecie) był duży udział typów z sektora południowego.

Stwierdzono także dni z TC_{OK} G, oznaczającego wyż z centrum na Polskę i jednocześnie TC_L cyklonalnymi. W tych sytuacjach obraz rozkładu ciśnienia nad Europą w większości przypadków także wskazuje większe podobieństwo do odpowiednich sytuacji wzorcowych typów według klasyfikacji Lityńskiego. Ogólnie można stwierdzić, że w tych sprzecznych sytuacjach dobrze wyrażają się cechy – zastosowanych w obu klasyfikacjach – metod, tj. wizualnej – jakościowej ocenie podobieństwa sytuacji synoptycznych do wzorca – Osuchowskiej-Klein i korzystającej z miar ilościowych – Lityńskiego.

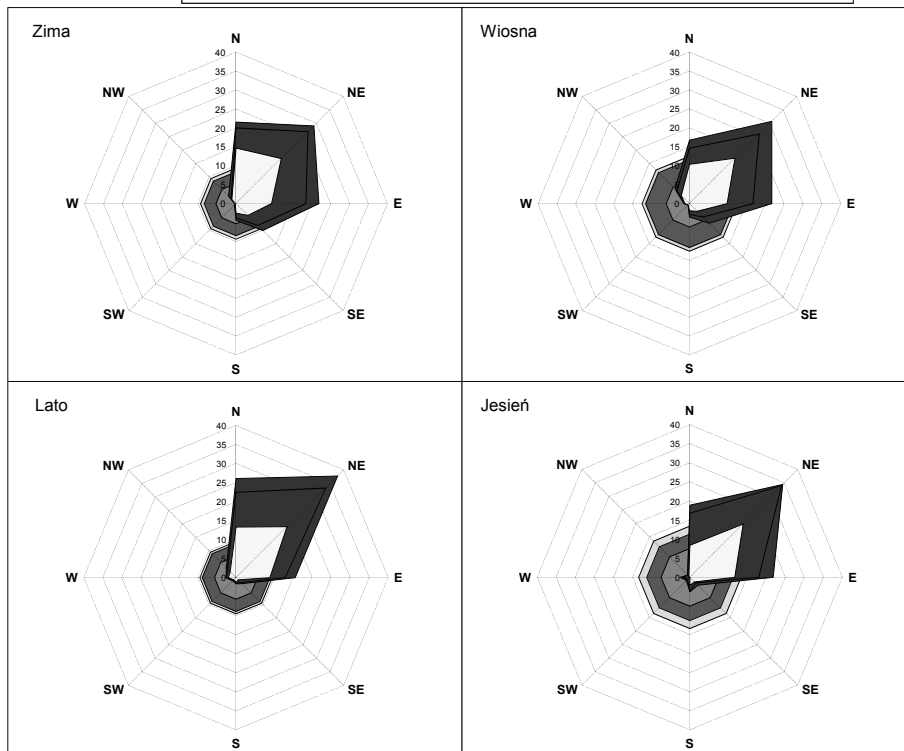
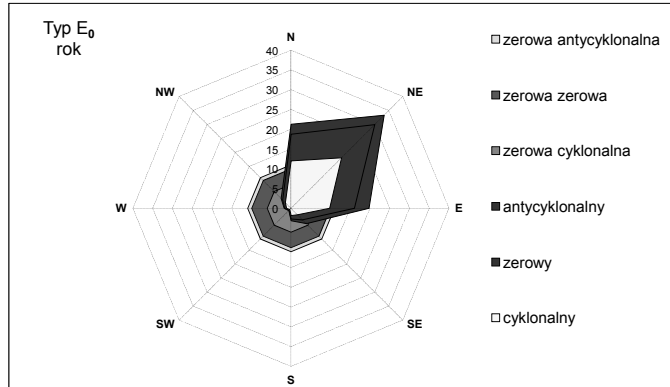
Przedstawione wyniki, w których obliczono, jakie TC_L rozpoznano w dniach z określonymi TC_{OK}, mogą zostać odniesione z dużym podobieństwem – w ponad 60% – do pierwszej połowy XX wieku, tj. od 1901 do 1950, dla którego to okresu istnieje katalog typów cyrkulacji według Osuchowskiej-Klein, a nie ma kalendarza typów cyrkulacji według Lityńskiego.

Tabela 1. Częstość (%) typów cyrkulacji według Osuchowskiej-Klein (1951-1990)

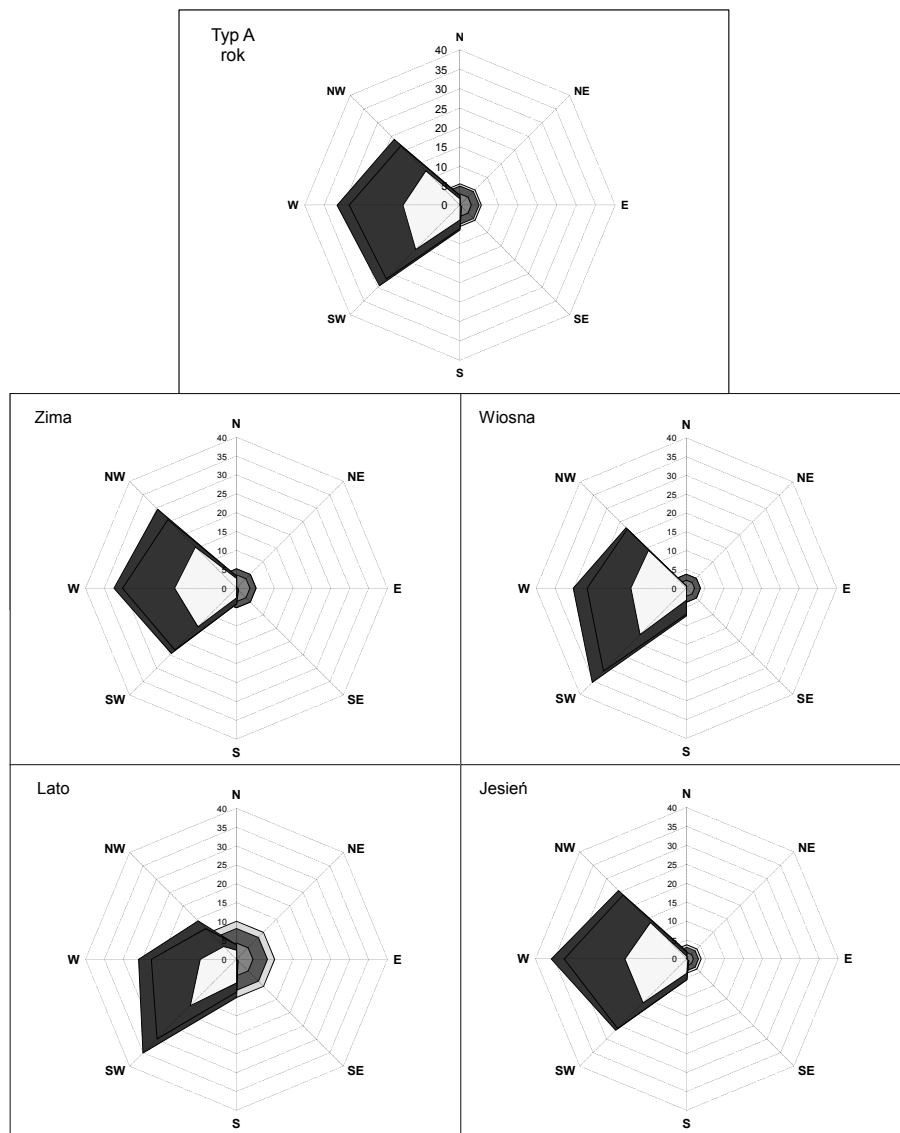
Typ	Zima		Wiosna			Lato			Jesień			Z	Rok	Dni
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
E ₀	9,4	10,0	7,7	13,0	13,5	15,3	14,0	11,3	7,9	5,8	6,0	7,3	10,1	36,9
F	1,1	5,7	4,2	8,3	7,8	3,6	1,9	2,9	1,5	3,1	2,8	2,0	3,7	13,7
B	6,9	6,5	6,1	6,8	6,8	4,1	1,8	3,5	3,8	6,6	8,2	9,1	5,8	21,3
D	9,8	9,1	10,1	5,1	4,3	4,0	3,7	5,7	7,2	9,3	10,9	11,3	7,5	27,5
A	9,4	6,7	6,5	4,8	4,3	4,4	5,3	7,2	10,2	5,9	8,2	9,6	6,9	25,1
CB	14,0	10,9	13,6	14,9	9,5	16,1	21,5	14,9	14,3	11,6	16,8	16,0	14,5	52,9
E	10,6	12,3	14,7	16,8	26,1	22,6	19,1	20,2	14,2	11,6	9,2	8,5	15,5	56,5
E ₁	13,1	15,0	15,9	8,9	5,6	3,5	2,8	7,2	9,1	13,4	13,9	9,8	9,9	36,0
D ₂ C	4,0	3,7	4,4	2,5	2,4	2,8	2,7	3,6	4,3	6,0	4,3	5,2	3,8	14,0
C ₂ D	10,2	7,3	6,4	8,5	8,3	14,0	19,0	14,2	13,4	11,5	8,6	10,3	11,0	40,1
E ₂ C	3,4	5,5	3,5	5,3	5,6	4,3	3,1	2,8	6,2	2,9	3,7	3,7	4,1	15,1
G	5,9	4,7	3,2	2,2	2,8	2,6	2,5	2,8	5,1	9,0	3,8	4,8	4,1	15,0
BE	1,7	1,2	2,1	1,7	0,8	0,3	0,2	0,2	1,2	2,6	2,9	1,0	1,3	4,8
X	0,8	1,4	1,6	1,3	2,1	2,5	2,4	3,4	1,8	0,8	1,0	1,2	1,7	6,2

Tabela 2. Częstość (%) typów cyrkulacji według Lityńskiego (1951-1990)

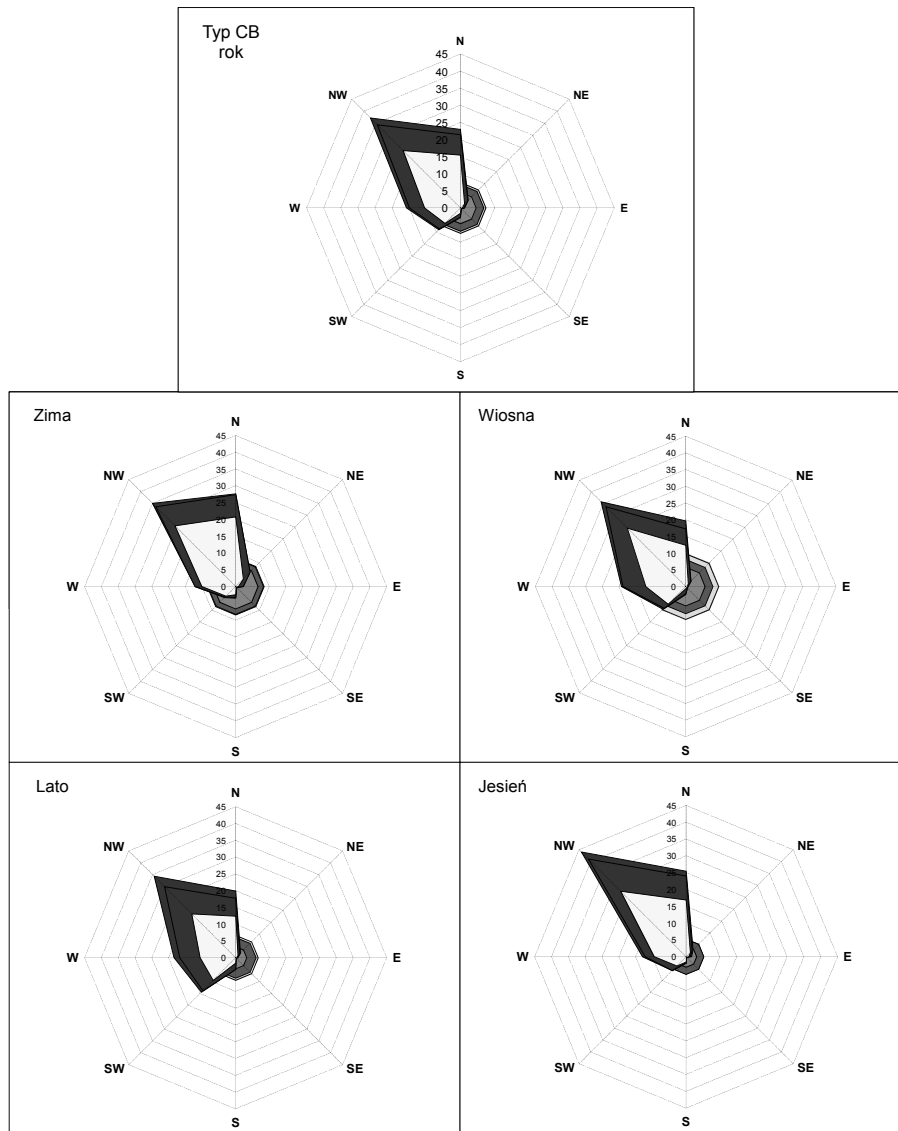
Typ	Zima		Wiosna			Lato			Jesień			Zima	Rok	Dni
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Nc	5,0	5,2	3,3	3,4	3,5	5,4	4,8	4,1	3,3	2,6	4,3	4,8	4,1	15,1
No	3,2	2,4	2,1	3,3	3,3	4,3	4,6	3,4	4,3	2,9	3,3	3,0	3,3	12,2
Na	4,1	3,5	3,6	5,4	3,9	5,2	7,1	5,2	4,0	7,0	4,7	4,0	4,8	17,6
NEc	2,7	2,6	1,5	3,5	3,4	4,0	2,7	3,1	2,7	1,5	2,0	2,0	2,6	9,6
NEo	2,9	2,8	1,0	4,5	4,4	4,5	4,8	3,6	3,4	1,9	1,5	1,2	3,0	11,1
NEa	2,5	5,4	3,2	6,7	7,3	8,3	6,7	6,2	3,8	3,9	2,8	2,2	4,9	17,9
Ec	2,3	3,2	2,3	3,3	3,4	2,7	2,1	1,1	1,8	2,2	1,9	1,3	2,3	8,4
Eo	2,7	4,5	2,7	3,0	2,9	2,0	1,6	2,4	2,1	1,6	1,8	2,5	2,5	9,1
Ea	4,8	5,7	7,3	4,6	5,1	4,2	3,8	5,8	3,4	4,4	3,4	2,8	4,6	16,8
Sec	2,8	4,9	2,8	3,3	2,6	1,6	0,6	1,9	1,8	3,1	3,3	2,6	2,6	9,5
SEo	3,3	4,2	4,4	3,1	2,7	1,3	1,3	1,7	2,5	1,5	3,5	2,6	2,7	9,8
SEa	5,4	7,0	9,1	3,8	5,4	3,3	3,0	3,4	2,8	5,1	5,4	4,6	4,9	17,7
Sc	5,3	5,5	3,1	3,8	4,4	2,8	2,6	3,3	4,3	4,9	5,2	5,6	4,2	15,5
So	4,0	3,6	3,0	3,4	3,7	2,7	2,2	2,8	4,6	2,7	4,5	4,2	3,5	12,6
Sa	5,1	2,8	2,7	4,4	3,0	2,9	3,8	3,8	3,8	5,5	5,3	2,7	3,8	13,9
SWc	5,6	4,0	5,4	3,8	5,3	4,8	4,9	4,4	5,6	4,8	6,1	5,0	5,0	18,2
SWo	2,6	2,0	4,0	3,1	4,0	3,7	3,9	4,4	6,4	3,7	4,3	5,1	3,9	14,4
Swa	3,5	2,2	3,5	4,3	3,7	3,8	4,4	3,5	4,2	5,1	4,3	4,8	3,9	14,4
Wc	4,0	3,4	4,4	3,3	3,3	3,7	3,0	4,0	3,7	4,0	3,6	4,8	3,8	13,7
Wo	3,0	2,0	2,6	2,8	2,9	2,8	2,9	4,7	3,8	3,1	3,1	3,6	3,1	11,3
Wa	3,4	2,8	3,5	3,0	2,5	4,8	4,5	4,0	2,7	5,0	4,2	4,4	3,7	13,6
NWc	5,4	4,7	6,5	4,3	3,1	4,1	5,3	2,7	4,9	4,7	6,6	5,8	4,8	17,7
NWo	3,1	2,6	2,9	2,8	3,0	3,9	4,6	3,7	4,8	4,0	4,5	5,0	3,7	13,7
NWa	4,0	4,0	4,1	2,9	3,7	3,8	4,1	4,1	5,3	5,5	3,9	5,4	4,2	15,5
Oc	3,4	3,1	4,0	3,3	3,1	3,2	2,7	4,0	2,3	2,1	1,8	3,6	3,1	11,1
Oo	2,2	2,7	2,4	2,1	2,7	2,5	2,5	4,0	2,9	2,4	1,5	2,1	2,5	9,1
Oa	3,7	3,4	4,4	4,9	3,7	4,1	5,6	4,9	5,3	4,8	3,4	4,4	4,4	16,0



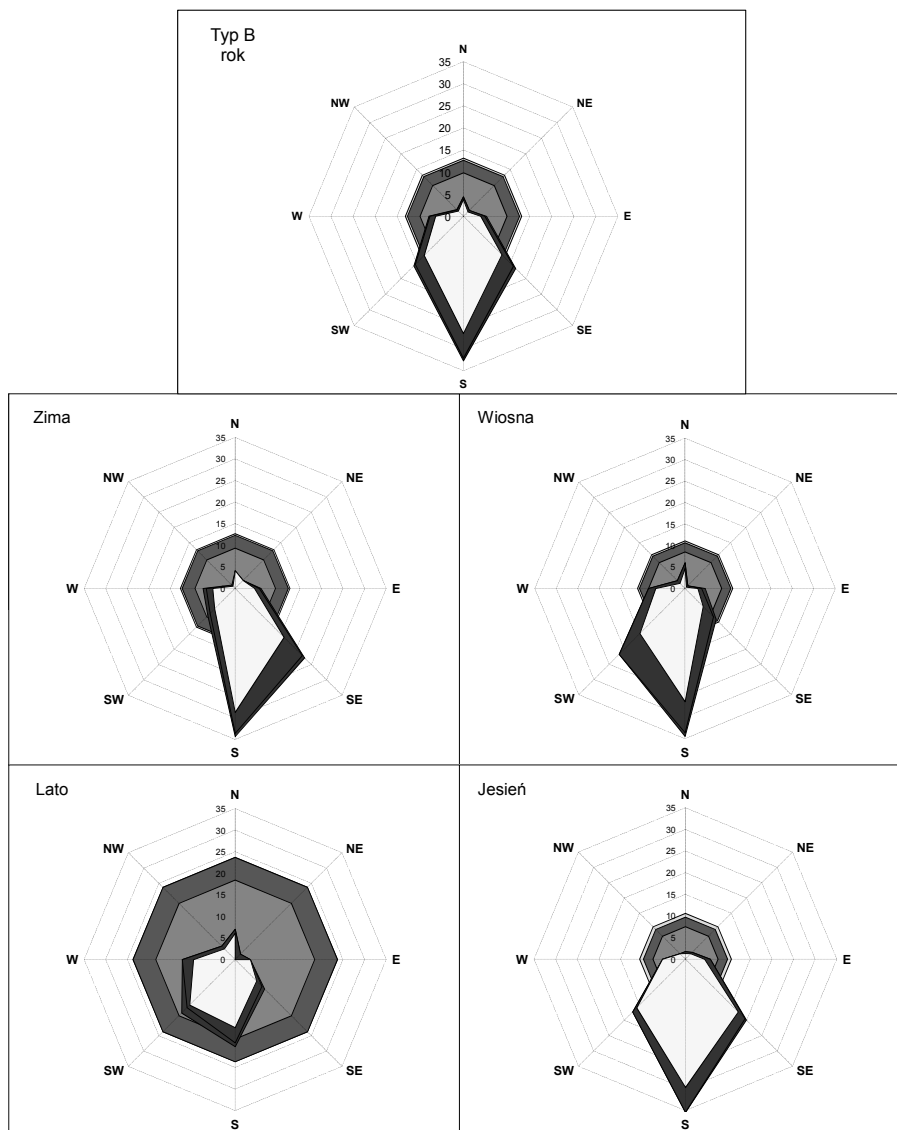
Rysunek 1. Typ północno-wschodni i wschodni cyklonalny – E_0 . Kierunki TC_L względem TC_{OK} E_0 w roku i porach roku (typy cyrkulacji: TC_L – Lityńskiego, TC_{OK} – Osuchowskiej-Klein)



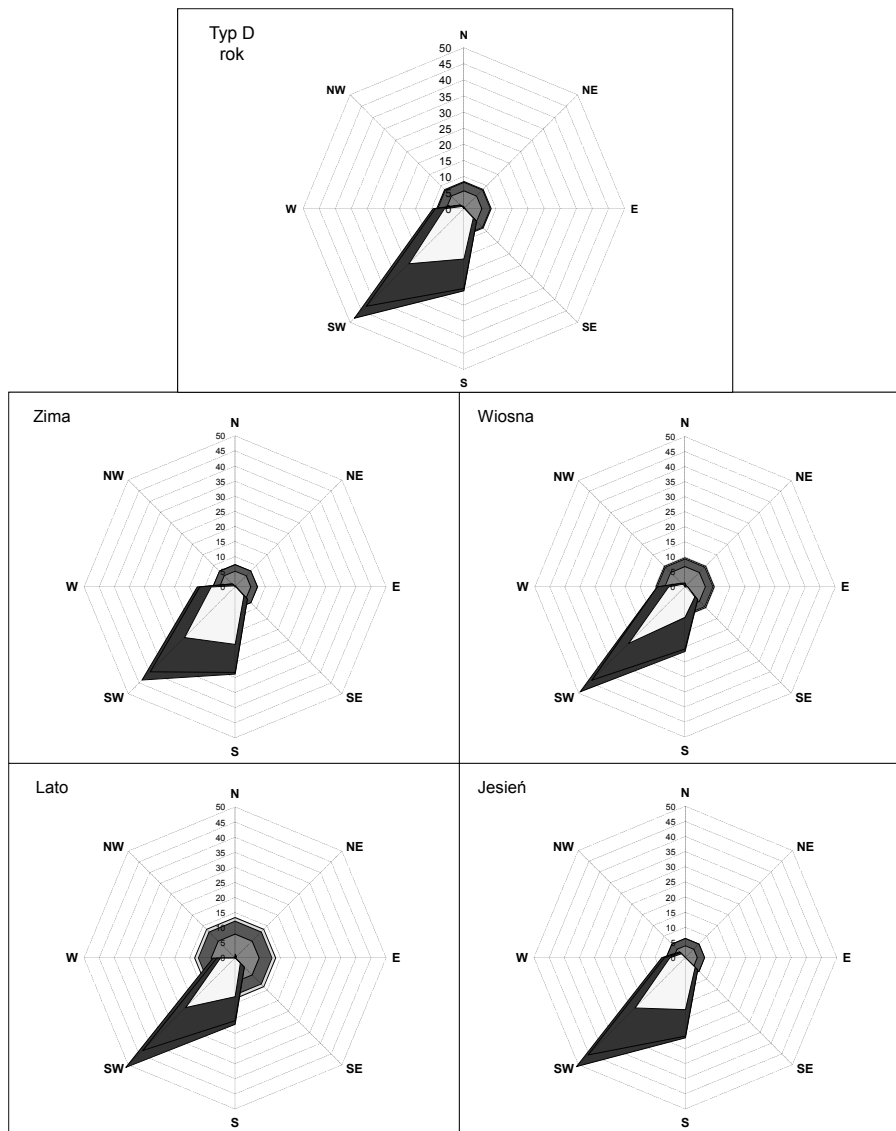
Rysunek 2. Typ zachodni cyklonalny – A. Kierunki i charakter TC_L względem TC_{OK} A w roku i porach roku



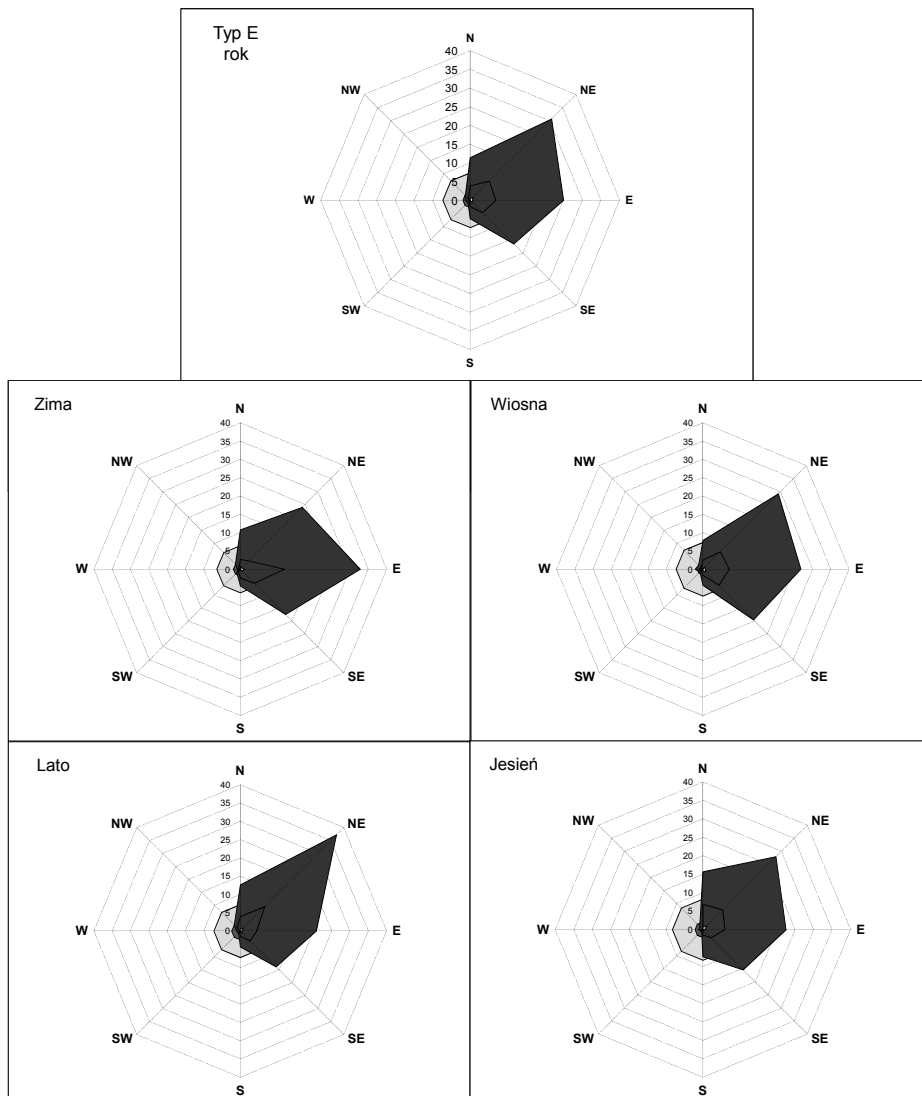
Rysunek 3. Typ północno-zachodni cyklonalny – CB. Kierunki i charakter TC_L względem TC_{OK} CB w roku i porach roku



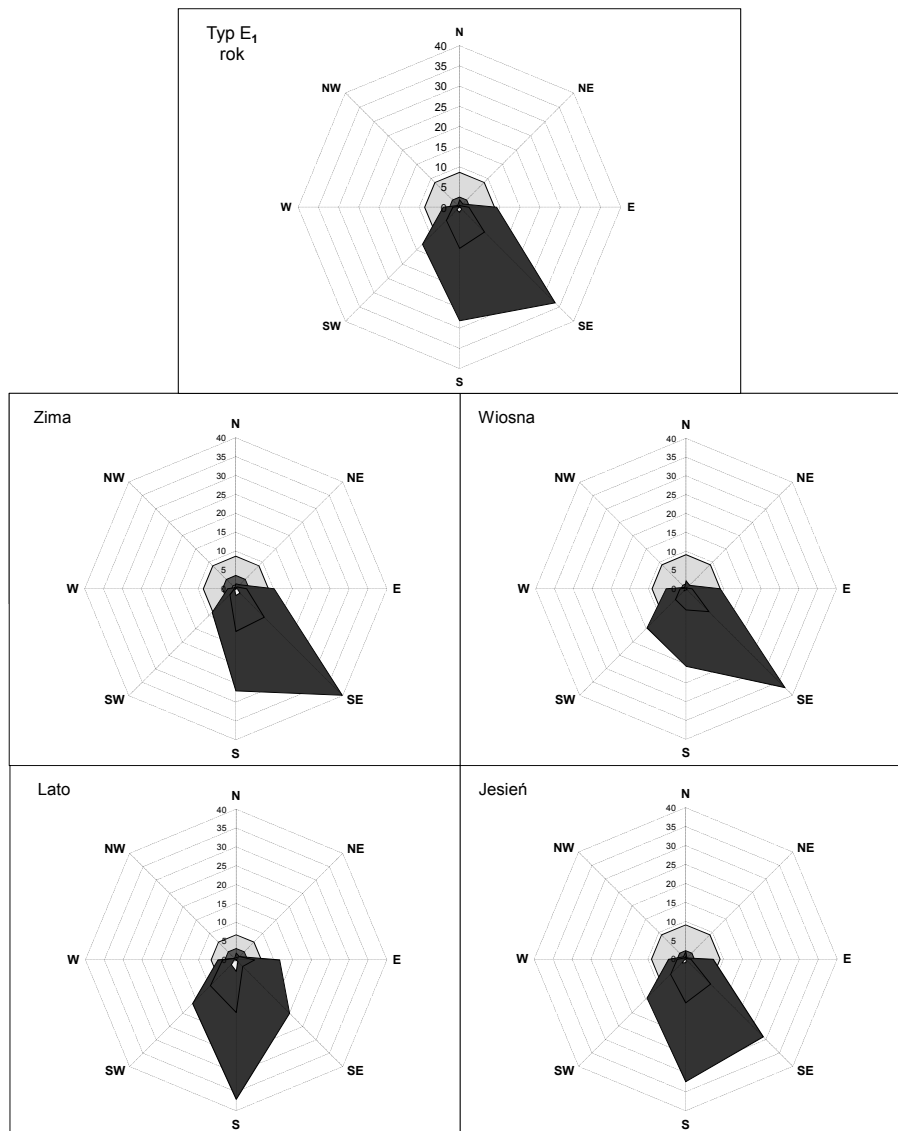
Rysunek 4. Typ południowy cyklonalny – B. Kierunki i charakter TC_L względem TC_{OK} B w roku i porach roku



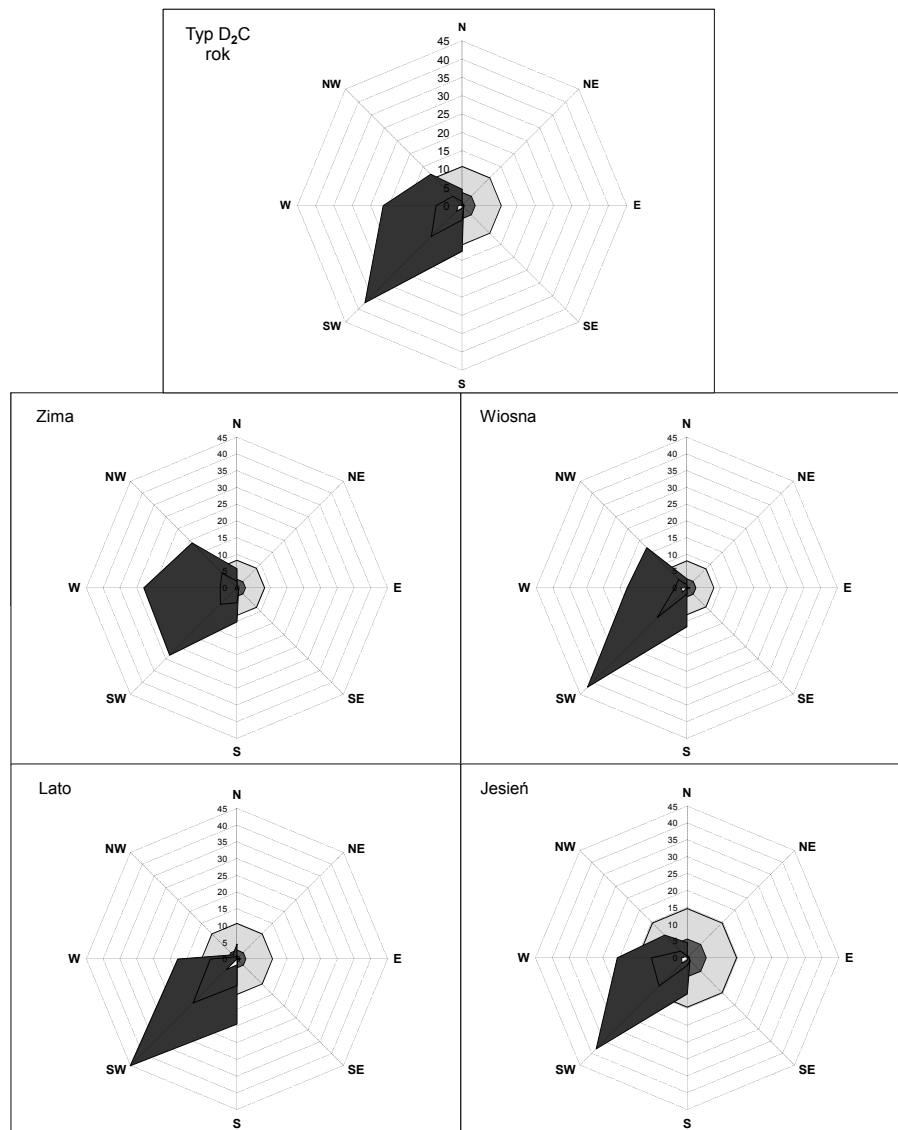
Rysunek 5. Typ południowo-zachodni cyklonalny – D. Kierunki TC_L względem TC_{OK} D w roku i porach roku



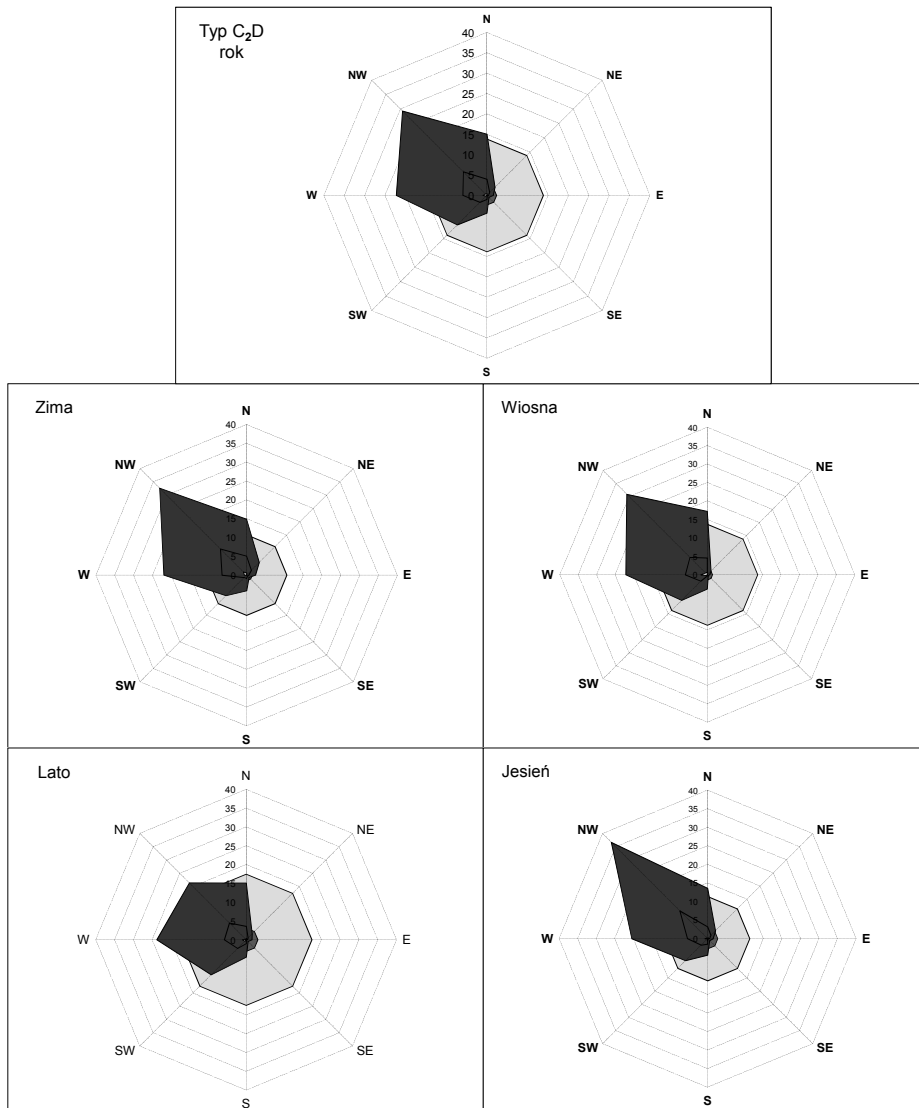
Rysunek 6. Typ północno-wschodni antycyklonalny – E. Kierunki TC_L względem TC_{OK} E w roku i porach roku



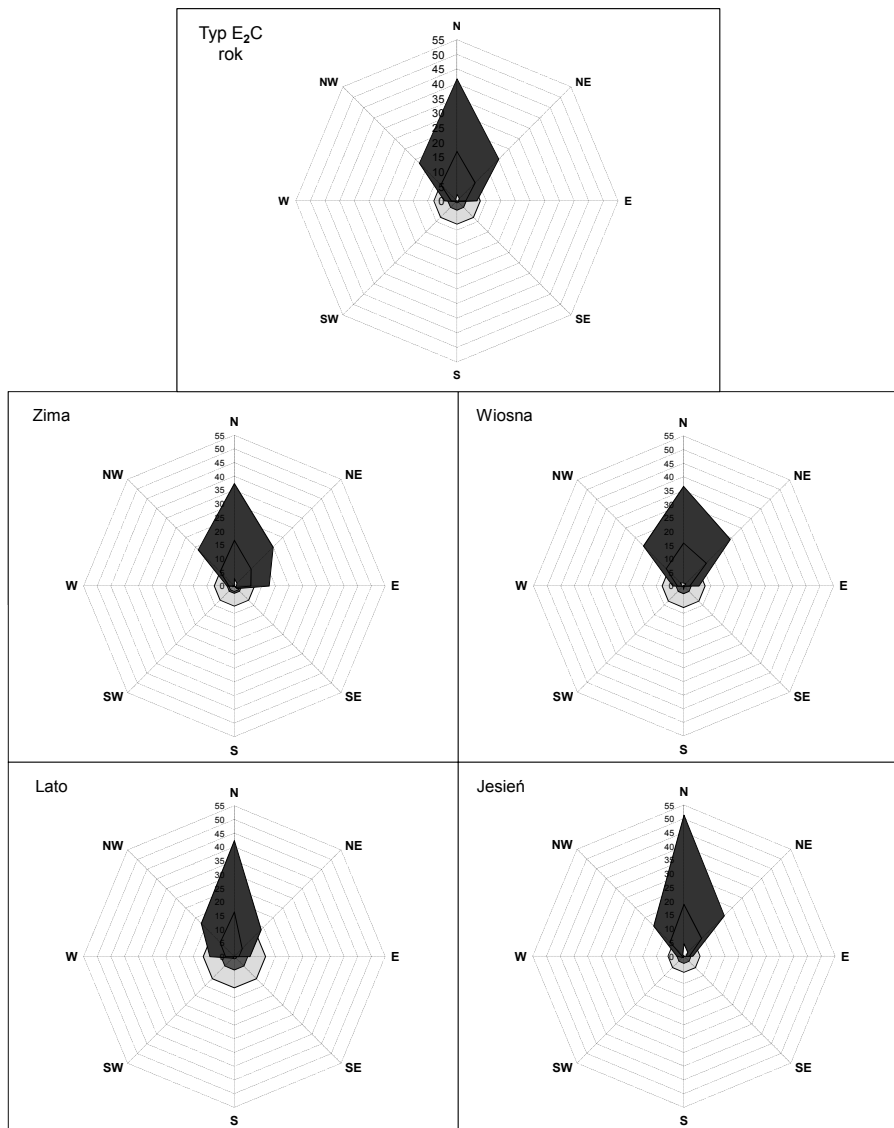
Rysunek 7. Typ wschodni i południowo-wschodni antycyklonalny – E₁. Kierunki i charakter TC_L względem TC_{OK} E₁ w roku i porach roku



Rysunek 8. Typ południowy i południowo-zachodni antycyklonalny – D₂C. Kierunki TC_L względem TC_{OK} D₂C w roku i porach roku



Rysunek 9. Typ zachodni antycyklonalny – C₂D. Kierunki i charakter TC_L względem TC_{OK} C₂D w roku i porach roku



Rysunek 10. Typ północno-zachodni antycyklonalny – E₂C. Kierunki TC_L względem TC_{OK} E₂C w roku i porach roku

5.2.3. Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995

Autor: Marta MACIEJAK

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem niniejszej pracy jest określenie cykliczności zmian ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995, zbadanie zależności ciśnienia atmosferycznego od aktywności Słońca i Oscylacji Północnoatlantyckiej (wskaźnik *NAO*), a także wyznaczenie wieloletnich tendencji zmian ciśnienia.

Większe wartości ciśnienia atmosferycznego (średniego, maksymalnego i minimalnego) występowały w Krakowie niż w Warszawie. Wynika to z przestrzennego rozkładu ciśnienia atmosferycznego w Polsce – wzrostu ciśnienia z północy ku południowi. Najwyższe średnie ciśnienie w obu miastach wystąpiło w październiku (1018,25 hPa – Warszawa i 1019,37 hPa – Kraków), najniższe zaś w kwietniu (odpowiednio 1013,25 hPa i 1014,15 hPa). Zakres wahań ekstremalnych wartości ciśnienia był znacznie większy niż ciśnienia średniego. Największe maksima i najmniejsze minima cechowały miesiące zimowe. Absolutne maksimum ciśnienia w Warszawie wyniosło 1048,25 hPa, a w Krakowie 1048,0 hPa, absolutne minimum zaś odpowiednio 971,25 hPa i 969,5 hPa.

W celu określenia wieloletnich zmian ciśnienia atmosferycznego w latach 1966-1995 wyznaczono tendencje ciśnienia w poszczególnych miesiącach, porach roku i roku. Tendencje (A) w hPa/rok określa równanie prostej regresji:

$$y = At + B$$

Proste regresji wyrażające zależność ciśnienia od czasu przedstawiono na wykresach, zamieszczając ich równania oraz współczynniki determinacji R^2 (rys. 1). Na wykresie przedstawiono również przebieg zmierzonych wartości ciśnienia podczas zimy w Warszawie i Krakowie.

W celu oceny istotności statystycznej wyznaczonych tendencji (miesięcznych, sezonowych i rocznych) posłużono się testem t-Studenta. Tendencje uznano za istotne statystycznie na poziomie 0,05, gdy wartości obliczone t_{obl} były większe od wartości krytycznej – $t_{kr} = 2,04$ (dla $n = 30$ lat):

$$t_{obl} = \frac{|R|}{\sqrt{1 - R^2}} \cdot \sqrt{n - 2}$$

W analizowanym trzydziestoleciu największe tendencje rosnące ciśnienia atmosferycznego wystąpiły w przypadku maksymalnych wartości ciśnienia, największe zaś spadki ciśnienia dotyczyły wartości minimalnych.

Tendencje średniego ciśnienia atmosferycznego w porach roku i większości miesięcy były dodatnie ($A > 0$), ujemne wartości wystąpiły tylko w cieplej porze roku. Największe średnie miesięczne tendencje wystąpiły w chłodnej porze roku, z maksimum $A = 2,04$ hPa/10 lat (Kraków – luty). Porą roku o największej tendencji ciśnienia była zima – $A = 1,33$ hPa/10 lat w Krakowie i $A = 0,79$ hPa/10 lat w Warszawie (rys. 1).

Tendencje ciśnienia maksymalnego w wielu miesiącach (rys. 2), zwłaszcza cieplej pory roku, były ujemne. Jednak spośród pór roku jedynie latem w Warszawie wystąpił spadek ciśnienia. Podobnie jak w przypadku średniego ciśnienia zimę cechowały największe tendencje: $A=1,75$ hPa/10 lat – Warszawa i $A=1,57$ hPa/10 lat – Kraków. Również miesiące chłodnej pory roku odznaczały się największymi wartościami tendencji, które były istotne statystycznie. Największa tendencja wystąpiła w lutym – w Krakowie $A=3,64$ hPa/10 lat, a w Warszawie $A=3,38$ hPa/10 lat.

Tendencje ciśnienia minimalnego w większości miesięcy, w porach roku i roku były ujemne. Porą roku o najbardziej ujemnej tendencji była wiosna – w Warszawie $A=-0,75$ hPa/10 lat, w Krakowie $A=-0,98$ hPa/10 lat. Największe średnie miesięczne spadki ciśnienia wystąpiły w październiku: w Warszawie $A=-1,85$ hPa/10, a w Krakowie $A=-1,89$ hPa/10 lat. Żadne z wyznaczonych tendencji nie są istotne statystycznie.

W celu zbadania okresowości zmian ciśnienia atmosferycznego zastosowano metodę sinusoid regresji J. Boryczki (1997). Pozwoliła ona na aproksymację zmierzonych wartości ciśnienia atmosferycznego sinusoidami regresji:

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

gdzie: θ – okres, a_0 – wyraz wolny, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe.

Okres sinusoidy θ zmieniano z krokiem $\Delta\theta=0,1$ roku, co pozwoliło na wyznaczenie widm i okresów.

Parametry a_0 , b , c zostały wyznaczone tak, by suma kwadratów odchyłeń zmierzonych wartości ciśnienia od wykresu sinusoidy (wariancja resztkowa ε^2) była najmniejsza. Widma ciśnienia atmosferycznego (ciągi wartości ε_1) przedstawiono na wykresach (rys. 3 i 4). Cykle – to minima lokalne widma. Parametry poszczególnych cykli zamieszczono w tabelach 1-6. Im głębsze jest minimum, tj. większa amplituda zmian ciśnienia $2b$ oraz współczynnik korelacji wielokrotnej R , tym silniejszy jest cykl. Cykle θ wyznaczono na podstawie ciągów chronologicznych średnich miesięcznych wartości ciśnienia oraz maksymalnych i minimalnych wartości w poszczególnych miesiącach w badanym trzydziestolecu.

Istotność statystyczna wyznaczonych cykli została określona za pomocą testu Fishera-Snedecora na poziomie istotności 5% i 10%. Cykl przyjęto za istotny statystycznie, gdy wartość obliczona F_{obl} jest większa od wartości krytycznej F_{kr} :

$$F_{obl} = (n-3)/2 \cdot R^2 / (1-R^2)$$

$F_{kr}=3,35$ dla poziomu istotności 5% i $F_{kr}=2,52$ – dla 10% (dla $n=30$ lat).

Ciśnienie atmosferyczne wykazuje cykliczność zarówno wartości średnich, jak i ekstremalnych. Długość cykli w Warszawie i Krakowie jest zbliżona. W każdej porze roku, z wyjątkiem jesieni w Warszawie (ciśnienie minimalne), wystąpiły cykle istotne statystycznie na poziomie istotności 5% lub 10%.

Ze względu na długość wyznaczono cykle: 2,2-2,9-letnie, 3,0-5,2-letnie, 6,5-10,3-letnie i 12,8-19,2-letnie.

Cykle 2,2-2,9-letnie

Ciśnienie atmosferyczne w najkrótszych cyklach wahało się od 0,34 hPa (rok – Kraków) do 5,48 hPa (lato – Kraków). Cykle istotne statystycznie na poziomie 5% były tylko w Krakowie (lato, jesień, rok), w obu miastach wystąpiły cykle istotne na poziomie istotności 10%. Krótkie cykle charakteryzują się dużymi współczynnikami korelacji szczególnie w Krakowie, maksymalnie $R=0,535$.

Cykle 3,0-5,2-letnie

Wśród cykli tej długości wystąpiło po jednym cyklu istotnym statystycznie na poziomach 5% i 10%. Najmniejsza amplituda ciśnienia wyniosła 1 hPa (lato – Warszawa). Najsilniejszy cykl o amplitudzie $2b = 6,24$ hPa był wiosną w Krakowie. Jednocześnie jest to cykl najbardziej zdeterminowany spośród cykli 3,0-5,2-letnich, współczynnik korelacji wynosi $R=0,529$.

Cykle 6,5-10,3-letnie

Amplituda wahań ciśnienia w cyklach 6,5-10,3-letnich wynosi od 0,58 hPa (rok – Warszawa) do 5,36 hPa (zima – Warszawa). Wśród cykli statystycznie istotnych latem i jesienią wyróżnia się cykl około 8-letni o dużym współczynniku korelacji $R=0,503$. Cykle na poziomie istotności 5% występowały tylko w Krakowie.

Cykle 12,8-19,2-letnie

W najdłuższych cyklach ciśnienie atmosferyczne waha się w przedziale od 1,52 hPa (rok – Kraków) do 6,92 hPa (wiosna – Kraków). Najsłabsze cykle, w większości nieistotne statystycznie, występują w ciągu roku, latem i jesienią, a najsilniejsze wiosną i zimą. Cykle o największej istotności statystycznej wystąpiły wiosną, współczynnik korelacji wyniósł $R=0,468$.

W ciągach czasowych średnich miesięcznych wartości ciśnienia wyodrębniono następujące cykle: 2,2-2,9-letni, 3,1-4,8-letni, 5,4-6,8-letni, 7,0-9,7-letni i 11,3-26,4-letni. Więcej cykli występuje w Warszawie niż w Krakowie. Największe amplitudy ciśnienia ($2b$) są zimą, najmniejsze latem i w roku. Największą istotnością statystyczną cechuje się zimowy cykl około 10-letni o współczynniku korelacji w Krakowie $R=0,57$, a w Warszawie $R=0,513$.

Z analizy minimalnego ciśnienia atmosferycznego wynika, że istnieją cykle o następujących długościach: 2,2-2,9 lat, 3,0-5,2 lat, 6,5-10,3 lat oraz 12,8-19,2 lat. Podobnie jak w przypadku średniego ciśnienia atmosferycznego więcej cykli występuje w Warszawie niż w Krakowie. Jednak w Krakowie jest więcej cykli istotnych statystycznie. Największą istotnością statystyczną charakteryzuje się cykl 2,3-letni w Krakowie (rok), współczynnik korelacji wynosi $R=0,535$. Współczynniki korelacji $R>0,5$ występują w Krakowie również wiosną i latem.

W ciągach czasowych maksymalnego ciśnienia atmosferycznego występują następujące cykle: 2,2-2,9 lat, 3,3-4,8 lat, 5,5-6,6 lat, 7,1-10,4 lat i 11,7-22,0 lat. W odróżnieniu od średniego i minimalnego ciśnienia nie występuje ilościowa przewaga cykli w Warszawie. Wartość amplitudy ciśnienia jest zbliżona do amplitudy ciśnienia średniego. Istotne statystycznie są tylko cykle najkrótsze 2,2-2,9-letnie i około 10-letnie. Największą istot-

nością statystyczną cechuje się zimowy cykl 9,5-letni w Krakowie, współczynnik korelacji $R=0,638$. Jest to największy współczynnik korelacji nawet w porównaniu z ciśnieniem średnim i minimalnym.

Zmiany ciśnienia atmosferycznego w trzydziestoleciu w poszczególnych porach roku i roku zależą od dwóch najsilniejszych cykli, które wahają się od 30,1% jesienią w Warszawie (ciśnienie minimalne) do 55,7% wiosną w Warszawie (ciśnienie maksymalne). W przypadku średniego i minimalnego ciśnienia atmosferycznego dwa najsilniejsze cykle bardziej determinowały zmiany ciśnienia w Krakowie niż w Warszawie. Nie dotyczy to ciśnienia maksymalnego.

Pomimo dużej zmienności ciśnienia atmosferycznego z roku na rok ciśnienie w Warszawie i Krakowie charakteryzuje się silną cyklicznością roczną. Najmniejszymi wahaniami cechuje się średnie ciśnienie, a największymi wartości ekstremalne, odpowiednio $2b=2,46$ hPa (Warszawa) i $2b=13,52$ hPa (Kraków – ciśnienie maksymalne). Zmiany czasowe średniego ciśnienia charakteryzują się mniejszą determinacją niż zmiany wartości ekstremalnych. Największe współczynniki korelacji cechują ciśnienie maksymalne, w Krakowie $R=0,758$.

Spośród cykli aktywności Słońca (liczby Wolfa) w porach roku i roku jedynie cykl około 10-letni jest istotny statystycznie. Wyróżnia się on bardzo dużymi współczynnikami korelacji zmieniającymi się od $R=0,749$ (wiosna) do $R=0,872$ (zima). Cykl około 10-letni o dużej amplitudzie występuje też w przypadku ciśnienia atmosferycznego (szczególnie maksymalnego). By wyjaśnić, czy wywołały go zmiany aktywności Słońca, wyznaczono współczynnik korelacji między ciśnieniem atmosferycznym i liczbami Wolfa. Istotne statystycznie zależności ciśnienia atmosferycznego od aktywności Słońca wystąpiły tylko w przypadku ekstremalnych wartości ciśnienia. Silniejsze zależności cechowały ciśnienie maksymalne niż minimalne. Maksymalną wartość współczynnik korelacji osiągnął wiosną w Warszawie (ciśnienie maksymalne) – $R=0,714$.

Podobnie jak w przypadku liczb Wolfa, tylko kilka cykli wskaźnika *NAO* jest istotnych statystycznie. Wiosną, jesienią i w roku są to krótkie cykle 3,3-4,4-letnie, a latem, zimą i w roku cykl około 9-letni (rys. 5). Zbieżność długości cykli (istotnych statystycznie) ciśnienia atmosferycznego i Oscylacji Północnoatlantyckiej jest nieduża. Większa zależność występuje między zmierzonymi wartościami ciśnienia a wskaźnikiem *NAO*. Istotne statystycznie współczynniki korelacji wystąpiły w przypadku minimalnych, maksymalnych i średnich wartości ciśnienia w roku i porach roku, z wyjątkiem jesieni.

Tabela 1. Cykle średniego ciśnienia atmosferycznego w Warszawie w latach 1966-1995

θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
Warszawa - Wiosna					
2,2	0,83	2,279	2,569	0,339	1,753
2,7	1	1,7335	2,35	0,436	3,169
3,1	0,11	2,0899	2,771	0,213	0,642
3,5	0,43	-2,059	2,671	0,283	1,175
4,2	0,94	-2,884	2,472	0,385	2,349
5,8	0,8	-1,033	2,53	0,358	1,985
8,5	0,64	0,3307	2,677	0,279	1,140
14,2	0,86	1,029	2,41	0,412	2,760
Lato					
2,3	0,42	0,0118	1,211	0,222	0,702
2,7	0,82	-2,6925	0,972	0,487	4,194
3,7	0,65	2,2855	1,063	0,407	2,680
4,6	0,14	-3,0620	1,200	0,241	0,833
5,6	0,19	1,0176	1,248	0,143	0,281
7,7	0,64	-1,9000	1,096	0,374	2,193
11,7	0,30	-2,0012	1,243	0,156	0,337
26,4	0,42	-1,5088	1,168	0,288	1,225
Jesień					
2,3	0,90	-2,9393	2,805	0,343	1,805
2,6	0,72	-2,4738	2,851	0,322	1,558
3,6	1,21	-2,3295	2,385	0,500	4,500
4,3	0,30	-0,1705	3,115	0,143	0,282
5,6	0,35	1,7919	3,008	0,233	0,772
8,3	1,00	-0,4742	2,655	0,406	2,669
Zima					
2,2	1,06	1,5858	8,415	0,284	1,187
2,5	1,91	2,9130	7,258	0,455	3,528
2,8	0,97	0,2189	8,629	0,240	0,823
3,3	0,58	-1,4898	8,691	0,225	0,721
3,9	1,37	-2,2975	7,839	0,379	2,266
4,8	0,12	2,3101	9,028	0,118	0,190
5,5	0,07	0,9230	9,060	0,102	0,142
6,8	0,93	2,8030	8,213	0,321	1,548
9,7	1,88	-0,6177	6,741	0,513	4,834
17,1	1,53	-0,5783	7,303	0,450	3,424

Tabela 2. Cykle średniego ciśnienia atmosferycznego w Krakowie w latach 1966-1995

θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
Kraków -Wiosna					
2,2	0,45	2,5293	2,394	0,235	0,789
2,7	1,01	1,7606	2,005	0,457	3,562
3,4	0,79	0,0064	2,275	0,320	1,537
4,6	1,02	3,0766	2,126	0,401	2,591
5,9	0,69	-2,832	2,340	0,277	1,119
8,1	0,59	-2,964	2,228	0,348	1,854
13,4	0,94	-1,703	1,976	0,469	3,812
Lato					
2,3	0,64	0,8327	0,962	0,442	3,284
2,9	0,40	0,2464	1,113	0,263	1,007
3,7	0,66	2,8608	0,935	0,467	3,768
4,4	0,08	2,2284	1,180	0,116	0,183
5,5	0,49	2,9302	1,080	0,311	1,450
7,5	0,44	-1,514	1,090	0,298	1,313
11,3	0,23	-1,265	1,163	0,166	0,383
23,3	0,25	-1,002	1,153	0,190	0,503
Jesień					
2,6	1,13	-2,764	2,517	0,428	3,036
3,5	1,12	-0,373	2,536	0,421	2,912
5,6	0,31	1,1168	2,998	0,166	0,383
7,9	1,17	-1,344	2,328	0,495	4,378
11,9	0,53	1,8706	2,926	0,226	0,724
Zima					
2,5	1,65	2,8825	8,027	0,400	2,568
2,8	1,00	0,0923	9,135	0,209	0,619
3,5	0,78	-0,7958	9,192	0,195	0,532
4,0	1,55	2,0590	8,311	0,361	2,019
5,4	0,16	-3,0826	9,460	0,099	0,134
6,8	0,58	-2,9462	9,096	0,219	0,680
9,5	2,16	-2,6362	6,351	0,579	6,808
16,8	1,32	-1,3224	7,525	0,461	3,640

Tabela 3. Cykle średniego rocznego ciśnienia atmosferycznego w Warszawie w latach 1966-1995

Warszawa – Rok					
θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,4	0,60	-3,0742	1,164	0,398	2,540
3,6	0,55	-3,1036	1,164	0,398	2,540
4,6	0,43	-2,9333	1,283	0,269	1,052
5,5	0,11	0,3977	1,360	0,129	0,228
7,0	0,18	-0,6831	1,325	0,205	0,591
9,5	0,38	-2,3863	1,228	0,335	1,704

Tabela 4. Cykle średniego rocznego ciśnienia atmosferycznego w Krakowie

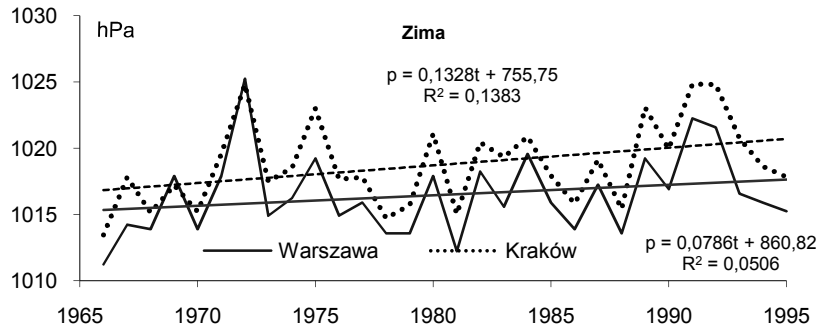
Kraków – Rok					
θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
2,2	0,52	1,8560	0,801	0,374	2,191
2,4	0,36	2,7826	0,865	0,266	1,030
3,6	0,63	-2,8793	0,710	0,487	4,202
4,8	0,34	2,6542	0,880	0,234	0,782
6,7	0,09	0,4264	0,909	0,154	0,327
9,3	0,46	0,4710	0,751	0,440	3,236
15,7	0,42	2,9691	0,719	0,477	3,981

Tabela 5. Współczynnik korelacji ciśnienia atmosferycznego z liczbami Wolfa

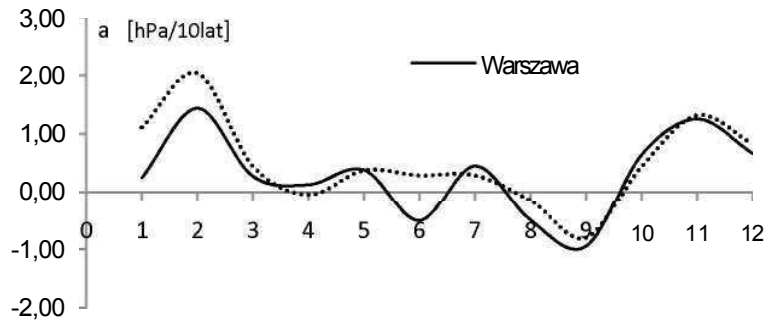
Ciśnienie	Miejscowość	Wiosna		Lato		Jesień		Zima	
		R	t_{obl}	R	t_{obl}	R	t_{obl}	R	t_{obl}
P_{sr}	Warszawa	0,023	0,11	-0,193	0,965	-0,220	1,103	0,038	0,187
	Kraków	0,129	0,64	0,220	1,105	-0,109	0,536	0,090	0,445
P_{max}	Warszawa	0,714	5,00	-0,160	0,792	0,071	0,351	0,547	3,205
	Kraków	0,619	3,86	0,464	2,564	0,089	0,436	0,493	2,775
P_{min}	Warszawa	-0,489	2,74	0,070	0,341	0,306	1,576	-0,360	1,892
	Kraków	0,153	0,76	-0,154	0,765	0,212	1,060	-0,441	2,410

Tabela 6. Współczynnik korelacji ciśnienia atmosferycznego z Oscylacją Północnoatlantycką *NAO*

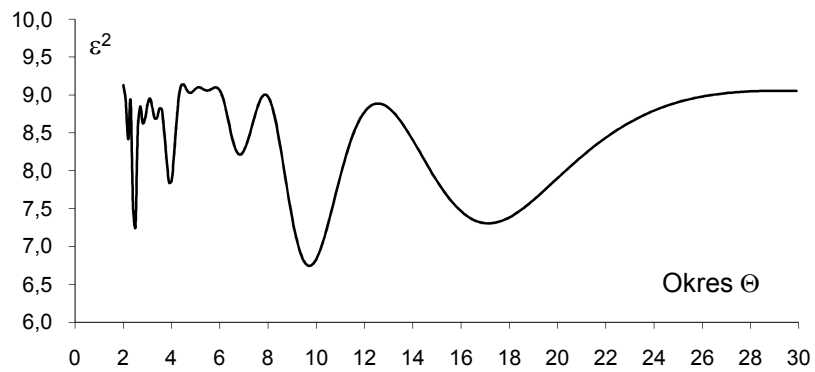
Ciśnienie	Miejscowość	Wiosna		Lato		Jesień		Zima	
		R	t_{obl}	R	t_{obl}	R	t_{obl}	R	t_{obl}
P_{sr}	Warszawa	0,075	0,40	0,392	2,256	0,102	0,545	0,304	1,688
	Kraków	0,261	1,43	0,507	3,115	0,232	1,262	0,476	2,862
P_{max}	Warszawa	0,388	2,23	0,182	0,982	0,030	0,159	0,326	1,823
	Kraków	0,512	3,15	0,279	1,538	0,034	0,178	0,347	1,960
P_{min}	Warszawa	-0,166	0,89	0,503	3,077	0,055	0,289	-0,095	0,503
	Kraków	0,369	2,10	0,318	1,772	0,080	0,424	0,082	0,434



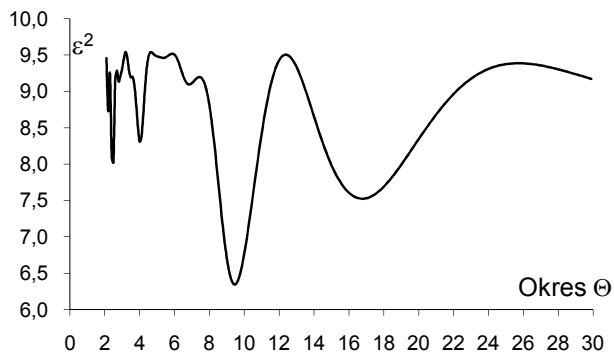
Rysunek 1. Tendencje zmian średniego ciśnienia atmosferycznego w zimie w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995



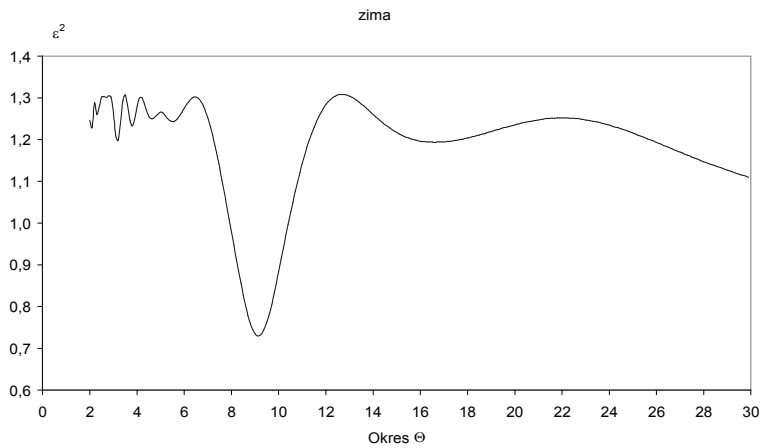
Rysunek 2. Zmiany roczne tendencji średniego ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995



Rysunek 3. Widmo średniego ciśnienia atmosferycznego w Warszawie w latach 1966-1995 (z krokiem 0,1 roku) – zima



Rysunek 4. Widmo średniego ciśnienia atmosferycznego w Krakowie w latach 1966-1995 (z krokiem 0,1 roku) – zima



Rysunek 5. Widmo Oscylacji Północnoatlantyckiej w latach 1966-1995 (z krokiem 0,1 roku) - zima

5.2.4. Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995

Autor: Paulina PIĄTKOWSKA
Opiekun naukowy: Danuta MARTYŃ

Warszawa charakteryzuje się większą, a Kraków mniejszą prędkością wiatru niż średnia prędkość wiatru w Polsce, obliczona na podstawie danych z 16 stacji (oprócz górskich) z lat 1960-1990 w każdym miesiącu i w roku (tab. 1-11, rys. 1-7).

Średnia roczna prędkość wiatru w Krakowie w latach 1966-1995 wynosi 2,7 m/s, jest znacznie mniejsza od średniej rocznej prędkości wiatru w Warszawie (4,1 m/s), co spowodowane jest usytuowaniem stacji. Stacja Warszawa-Okęcie znajduje się na terenie mało urozmaiconym, z dala od zabudowań i lasów, natomiast stacja Kraków-Balice położona jest w dolinie Wisły, osłoniętej od silnych wiatrów zachodnich Garbem Tenczyńskim i Wyżyną Krakowską.

W sierpniu na obu stacjach występuje najmniejsza prędkość wiatru (Warszawa – 3,4 m/s, Kraków – 2,1 m/s), rośnie ona na jesieni, największą wartość osiąga w styczniu w Warszawie (4,8 m/s) i w marcu w Krakowie (3,4 m/s).

W Krakowie do roku 1974 wartość średniej konsekwentnej obliczonej z średnich rocznych prędkości wiatru w kolejnych latach badanego okresu jest większa od średniej wieloletniej prędkości wiatru, natomiast od roku 1975 jest mniejsza. Zmniejszenie średniej rocznej prędkości wiatru prawdopodobnie jest rezultatem rozbudowy miasta w kierunku wschodnim. Zabudowa utrudnia swobodny przepływ powietrza sterowanego doliną Wisły.

Na obu stacjach najczęściej występują wiatry słabe (3-5 m/s). W Krakowie na drugim miejscu znajdują się wiatry bardzo słabe (0-2 m/s), a w Warszawie umiarkowane (6-10 m/s). W Balicach częstość wiatrów umiarkowanych jest 2 razy mniejsza niż na Okęciu, a wiatry silne (11-15 m/s) występują 4 razy rzadziej. Wiatry bardzo silne (≥ 16 m/s) zdarzają się bardzo rzadko, do kilku dni w roku.

Częstość cisz w Warszawie wynosi zaledwie 2,6%, podczas gdy w Krakowie jest prawie 10 razy większa (24,7%).

W Warszawie wiatry o największej średniej 10-minutowej prędkości do 10 m/s (47,8%) występują podobnie często, jak te o prędkości w przedziale 11-15 m/s (47,2%); przez 7 miesięcy dominują wiatry silniejsze. W Krakowie częstość wiatrów najsłabszych jest większa (76,3%), dominują w każdym miesiącu z wyjątkiem stycznia. Wiatry o największej prędkości ≥ 16 m/s występują podczas 18 miesięcy (na 360) w Warszawie i tylko w jednym marcu w Krakowie.

Typy cyklonalne sprzyjają wiatrom o największej prędkości, których częstość podczas takich sytuacji wzrasta wraz ze wzrostem ich prędkości do 100% przy wiatrach najsilniejszych (≥ 16 m/s).

Do typów cyrkulacji wg klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein najbardziej sprzyjających opisywanym wiatrom na obu stacjach należą: północno-zachodni cyklonalny (CB) oraz zachodni cyklonalny (A). Częstość wiatrów o największej średniej prędkości rośnie wraz ze wzrostem prędkości tych wiatrów. Typ zachodni cyklonalny (A) ma większe znaczenie w Krakowie, gdzie powietrze sterowane jest doliną Wisły o przebiegu równoleżnikowym.

W Warszawie duży wpływ na opisywane wiatry ma także cyrkulacja południowa pośrednia między cyklonalną i antycyklonalną (BE), natomiast w Krakowie nie odgrywa ona dużej roli ze względu na ograniczony dostęp do doliny Wisły strumieni powietrza z południa.

Często wiatry o największej prędkości powstają także podczas cyrkulacji północno-wschodniej i wschodniej cyklonalnej (E_0). Najczęściej w takiej sytuacji pojawiają się wiatry najslabsze, nieco rzadziej te o prędkości 11-15 m/s i bardzo rzadko (w Warszawie) lub w ogóle (w Krakowie) występują wiatry najsilniejsze.

Opisywanym wiatrom zdecydowanie nie sprzyjają sytuacje antycyklonalne, najrzadziej występują one podczas cyrkulacji południowej i południowo-zachodniej (D_2C) oraz gdy centrum wyżu znajduje się nad Polską (G).

Pomimo dużej częstości wiatrów o największej prędkości (szczególnie tych najslabszych) przy najczęstszym typie cyrkulacji – północno-wschodnim antycyklonalnym (E) typ ten nie odgrywa dużej roli.

W Krakowie wiatry o najmniejszej prędkości powstają najczęściej podczas typów cyklonalnych: północno-zachodniego (NWc) i zachodniego (Wc; wg klasyfikacji T. Niedźwiedzia), ich częstość rośnie wraz z rosnącą prędkością. Takie wiatry często zdarzają się podczas bruzdy niskiego ciśnienia (Bc). Duże znaczenie ma również sytuacja centralna cyklonalna (Cc).

Opisywane wiatry nie zdarzyły się w Krakowie podczas typów antycyklonalnych: południowo-zachodniego i z centrum wyżu nad południową Polską lub Słowacją (Ca). Rzadko zdarzają się także podczas pozostałych typów antycyklonalnych.

Wiatry o największej średniej 10-minutowej prędkości ≥ 16 m/s w Warszawie najczęściej zdarzają się podczas cyrkulacji cyklonalnej północno-zachodniej (CB; 67%) i zachodniej (A; 22%). W Krakowie takie wiatry wystąpiły tylko 9 marca 1990 roku podczas typu zachodniego cyklonalnego (A wg Osuchowskiej-Klein; Wc wg Niedźwiedzia).

Wiatrów o największej średniej 10-minutowej prędkości (zwłaszcza tych najsilniejszych) możemy spodziewać się w Warszawie i Krakowie w dniach z cyrkulacją cyklonalną północno-zachodnią (CB) i zachodnią (A). Słabsze wiatry często mogą powstawać również podczas typu północno-wschodniego i wschodniego cyklonalnego (E_0 ; wg B. Osuchowskiej-Klein).

Opisywane wiatry najczęściej będą powstawać w Krakowie podczas cyrkulacji zachodniej (Wc) i północno-zachodniej cyklonalnej (NWc) oraz bruzdy niskiego ciśnienia (Bc). Duże prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów o największej prędkości istnieje także w dniach, kiedy centrum niżu będzie nad Polską Południową lub Słowacją (Cc; wg T. Niedźwiedzia).

Tabela 1. Odchylenie średniej prędkości wiatru (m/s) w Warszawie i Krakowie od średniej prędkości wiatru w Polsce (bez obszarów górskich; 1961-1990)

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

1 – różnica między średnią prędkością wiatru w Polsce i Warszawie, 2 – średnia prędkość wiatru w Polsce, 3 – różnica między średnią prędkością wiatru w Polsce i Krakowie

Tabela 2. Zakres zmian średniej miesięcznej i rocznej prędkości wiatru (m/s) na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1	6,5	5,8	6,5	5,1	5,0	4,2	4,5	4,1	4,6	5,2	6,1	6,8	4,6
2	4,8	4,5	4,7	4,3	3,8	3,7	3,6	3,4	3,7	4,0	4,6	4,6	4,1
3	3,3	3,3	3,8	3,4	3,0	3,1	2,1	2,8	2,5	2,7	3,4	3,0	3,6
4	3,2	2,5	2,7	1,7	2,0	1,1	2,4	1,3	2,1	2,5	2,7	3,8	1,0

1 – największa średnia prędkość wiatru, 2 – średnia wieloletnia prędkość wiatru, 3 – najmniejsza średnia prędkość wiatru, 4 – różnica między największą i najmniejszą średnią prędkością wiatru

Tabela 3. Zakres zmian średniej miesięcznej i rocznej prędkości wiatru (m/s) na stacji Kraków-Balice (1966-1995)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1	4,5	4,7	5,4	4,3	3,7	3,7	3,4	3,4	3,4	3,5	4,3	4,7	3,8
2	3,1	3,1	3,4	3,0	2,6	2,5	2,4	2,1	2,2	2,4	2,9	3,0	2,7
3	1,7	1,9	2,2	2,3	1,9	1,5	1,3	1,3	1,2	0,9	1,4	1,9	2,2
4	2,8	2,8	3,2	2,0	1,8	2,2	2,1	2,1	2,2	2,6	2,9	2,8	1,6

1 – największa średnia prędkość wiatru, 2 – średnia wieloletnia prędkość wiatru, 3 – najmniejsza średnia prędkość wiatru, 4 – różnica między największą i najmniejszą średnią prędkością wiatru

Tabela 4. Częstość (%) występowania wiatru w określonych przedziałach prędkości w roku na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995) i Kraków-Balice (1971-2000)

	Warszawa	Kraków
Cisza	2,6	24,7
0-2	22,1	29,8
3-5	49,7	31,6
6-10	24,6	13,2
11-15	1,1	0,3
≥16 m/s	0,0	0,0

Tabela 5. Częstość występowania wiatru w określonych przedziałach prędkości w porach roku na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995)

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Cisza	2,0	2,2	3,6	2,6
0-2	17,1	20,4	27,6	23,5
3-5	48,3	50,0	51,5	49,0
6-10	30,6	26,1	17,2	24,0
11-15	1,9	1,2	0,2	1,0
≥16 m/s	0,1	0,0	0,0	0,1

Tabela 6. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej wg klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein (1966-1995)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
NE-Ec (E ₀)	10,0	8,5	6,3	14,2	13,4	16,1	12,4	12,5	9,3	5,0	6,4	8,5	10,2
SEc (F)	0,8	7,7	4,7	10,6	9,7	4,4	1,9	2,2	2,0	4,0	3,6	2,3	4,4
Sc (B)	5,5	5,0	7,5	7,2	7,7	5,0	2,5	3,4	4,1	7,1	7,6	6,9	5,8
SWc (D)	8,5	10,7	7,8	5,0	4,5	3,2	3,0	4,4	8,2	10,0	10,0	10,4	7,1
Wc (A)	9,0	7,0	8,3	3,9	1,9	4,0	4,1	4,5	9,2	5,0	7,2	8,1	6,0
NWc (CB)	14,8	11,6	16,9	16,0	9,2	15,7	19,5	14,2	13,8	12,6	19,9	17,5	15,2
Typy cykl.	48,6	50,4	51,6	56,9	46,6	48,4	43,3	41,2	46,7	43,7	54,7	53,7	48,8
NEa (E)	10,0	12,6	13,9	18,0	27,1	24,6	24,3	24,5	14,3	11,6	10,0	9,7	16,7
E-SEa (E ₁)	16,1	16,2	14,3	5,9	7,2	3,2	3,9	7,6	7,2	12,2	11,0	11,2	9,6
S-SWa (D ₂ C)	4,5	4,0	3,4	2,0	2,5	3,6	2,4	3,9	4,3	6,8	5,6	4,8	4,0
Wa (C ₂ D)	8,9	6,3	6,1	7,7	6,3	10,8	17,4	12,5	11,2	8,8	7,6	9,5	9,4
NWa (E ₂ C)	3,0	5,1	2,8	4,0	4,2	3,7	3,6	3,6	8,7	4,1	3,9	3,4	4,1
Ca (G)	6,2	4,2	3,1	2,6	4,5	4,6	4,2	5,3	5,6	8,8	3,9	6,2	4,9
Typy antycykl.	48,8	48,4	43,7	40,1	51,8	50,3	55,7	57,3	51,3	52,3	41,9	44,8	48,9
Sc/a (BE)	2,3	1,1	4,3	2,2	1,3	0,3	0,2	0,5	1,3	3,7	3,0	1,3	1,8
X	0,3	0,1	0,4	0,8	0,3	0,9	0,8	1,0	0,7	0,4	0,4	0,2	0,5

Tabela 7. Częstość (%) typów cyrkulacji atmosferycznej wg B. Osuchowskiej-Klein w dniach z wiatrami o największej średniej dziesięciominutowej prędkości w miesiącach i w roku na stacji Kraków-Balice (1966-1995)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
NE-Ec (E ₀)	6,9	14,8	3,3	18,5	23,3	20,6	21,9	20,5	7,7	3,3	9,4	17,9	14,3
SEc (F)	.	7,4	3,3	14,8	.	2,9	.	2,6	.	3,3	.	.	2,8
Sc (B)	.	3,7	.	11,1	3,3	.	6,2	2,6	3,8	6,7	3,1	3,6	3,6
SWc (D)	3,4	11,1	6,7	.	13,3	2,9	3,1	2,6	3,8	10,0	6,2	7,1	5,8
Wc (A)	20,7	7,4	16,7	7,4	3,3	2,9	3,1	5,1	34,6	10,0	28,1	14,3	12,4
NWc (CB)	44,8	29,6	46,7	44,4	10,0	32,4	25,0	30,8	23,1	36,7	34,4	28,6	32,1
Typy cykl.	75,9	74,1	76,7	96,3	53,3	61,8	59,4	64,1	73,1	70,0	81,3	71,4	70,9
NEa (E)	3,4	7,4	13,3	3,7	20,0	17,6	25,0	18,0	7,7	10,0	3,1	10,7	12,4
E-SEa (E ₁)	13,8	14,8	3,3	.	3,3	.	.	2,6	3,8	3,3	3,1	10,7	4,7
S-SWa (D ₂ C)	3,1	2,6	.	.	.	3,6	0,8
Wa (C ₂ D)	3,4	.	3,3	.	6,7	14,7	6,2	12,8	3,8	6,7	.	3,6	5,5
NWa (E ₂ C)	3,4	3,7	3,3	.	16,7	.	.	.	11,5	3,3	6,2	.	3,8
Ca (G)	5,9	3,1	0,6
Typy antycykl.	24,1	25,9	23,3	3,7	46,7	38,2	37,5	35,9	26,9	23,3	12,5	28,6	27,7
Sc/a (BE)	6,7	3,1	.	0,8
X	3,1	.	.	.	3,1	.	0,6

Tabela 8. Częstość występowania wiatrów o największej średniej dziesięciominutowej prędkości przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej wg B. Osuchowskiej-Klein a częstość tego typu w roku na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995)

	1		2		3
	l. dni	%	l. dni	%	
NE-Ec (E_0)	1121	10,2	49	13,6	0,04
SEc (F)	487	4,4	20	5,6	0,04
Sc (B)	635	5,8	15	4,2	0,02
SWc (D)	782	7,1	17	4,7	0,02
Wc (A)	658	6,0	38	10,6	0,06
NWc (CB)	1660	15,2	123	34,2	0,07
Typy cykl.	5343	48,8	262	72,8	0,05
NEa (E)	1835	16,7	33	9,2	0,02
E-SEa (E_1)	1057	9,6	20	5,6	0,02
S-SWa (D_2C)	436	4,0	4	1,1	0,01
Wa (C_2D)	1035	9,4	18	5,0	0,02
NWa (E_2C)	454	4,1	11	3,1	0,02
Ca (G)	542	4,9	3	0,8	0,01
Typy antycykl.	5359	48,9	89	24,7	0,02
Sc/a (BE)	197	1,8	9	2,5	0,05
X	58	0,5	.	.	.
Suma	10957	100,0	360	100,0	0,03

1 – częstość typów cyrkulacji atmosferyczne, 2 – częstość wiatrów o największej średniej 10-minutowej prędkości przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej, 3 – stosunek liczby dni z wiatrem o największej średniej 10-minutowej prędkości, przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej do liczby dni z tym typem

Tabela 9. Częstość występowania wiatrów o największej średniej dziesięciominutowej prędkości przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej wg B. Osuchowskiej-Klein a częstość tego typu w roku na stacji Kraków-Balice (1966-1995)

	1		2		3
	l. dni	%	l. dni	%	
NE-Ec (E_0)	1121	10,2	52	14,3	0,05
SEc (F)	487	4,4	10	2,8	0,02
Sc (B)	635	5,8	13	3,6	0,02
SWc (D)	782	7,1	21	5,8	0,03
Wc (A)	658	6,0	45	12,4	0,07
NWc (CB)	1660	15,2	117	32,1	0,07
Typocykl.	5343	48,8	258	70,9	0,05
NEa (E)	1835	16,7	45	12,4	0,02
E-SEa (E_1)	1057	9,6	17	4,7	0,02
S-SWa (D_2C)	436	4,0	3	0,8	0,01
Wa (C_2D)	1035	9,4	20	5,5	0,02
NWa (E_2C)	454	4,1	14	3,8	0,03
Ca (G)	542	4,9	2	0,6	0,00
Typyanty cykl.	5359	48,9	101	27,7	0,02
Sc/a (BE)	197	1,8	3	0,8	0,02
X	58	0,5	2	0,6	0,03
Suma	10957	100,0	364	100,0	0,03

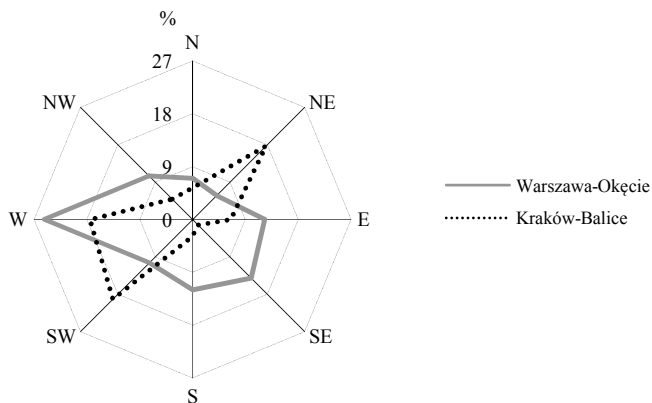
1 – częstość typów cyrkulacji atmosferycznej, 2 – częstość wiatrów o największej średniej 10-minutowej prędkości przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej, 3 – stosunek liczby dni z wiatrem o największej średniej 10-minutowej prędkości przy danym typie cyrkulacji atmosferycznej do liczby dni z tym typem

Tabela 10. Częstość (%) typów cyrkulacji atmosferycznej wg B. Osuchowskiej-Klein w dniach z wiatrami o największej średniej dziesięciminutowej prędkości w przedziale: ≥ 10 m/s, 11-15 m/s, ≥ 16 m/s w roku na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995)

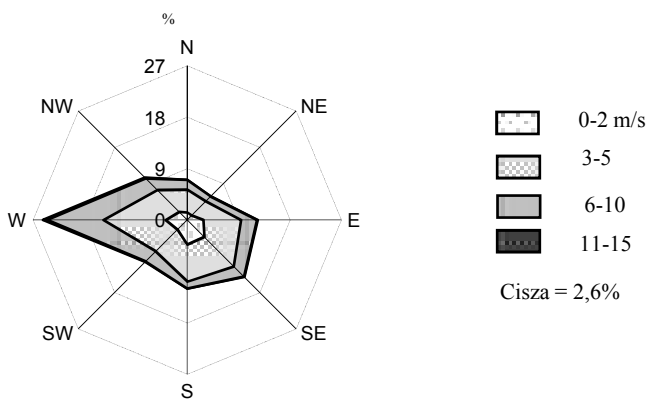
	≥ 10 m/s		11-15m/s		≥ 16 m/s		Razem	
	l. dni	%	l. dni	%	l. dni	%	l. dni	%
NE-Ec (E ₀)	27	15,7	21	12,4	1	5,6	49	13,6
SEc (F)	14	8,1	6	3,5	.	.	20	5,6
Sc (B)	12	7,0	3	1,8	.	.	15	4,2
SWc (D)	11	6,4	5	2,9	1	5,6	17	4,7
Wc (A)	10	5,8	24	14,1	4	22,2	38	10,6
NWc (CB)	33	19,2	78	45,9	12	66,7	123	34,2
Typy cyklonalne	107	62,2	137	80,6	18	100,0	262	72,8
NEa (E)	23	13,4	10	5,9	.	.	33	9,2
E-SEa (E ₁)	10	5,8	10	5,9	.	.	20	5,6
S-SWa (D ₂ C)	3	1,7	1	0,6	.	.	4	1,1
Wa (C ₂ D)	13	7,6	5	2,9	.	.	18	5,0
NWa (E ₂ C)	10	5,8	1	0,6	.	.	11	3,1
Ca (G)	3	1,7	3	0,8
Typy antycyklonalne	62	36,0	27	15,9	.	.	89	24,7
Sc/a (BE)	3	1,7	6	3,5	.	.	9	2,5
X
	172	100,0	170	100,0	18	100,0	360	100,0

Tabela 11. Częstość (%) typów cyrkulacji atmosferycznej wg B. Osuchowskiej-Klein w dniach z wiatrami o największej średniej dziesięciminutowej prędkości w przedziale: ≥ 10 m/s, 11-15 m/s, ≥ 16 m/s w roku na stacji Kraków-Balice (1966-1995)

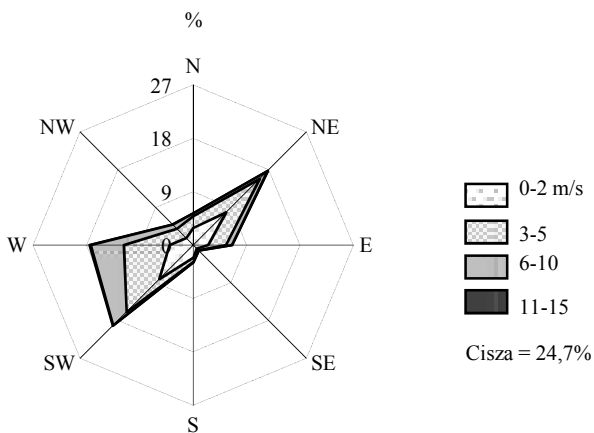
	≥ 10 m/s		11-15m/s		≥ 16 m/s		Razem	
	l. dni	%	l. dni	%	l. dni	%	l. dni	%
NE-Ec(E ₀)	40	14,6	12	13,5	.	.	52	14,3
SEc(F)	9	3,3	1	1,1	.	.	10	2,8
Sc(B)	9	3,3	4	4,5	.	.	13	3,6
SWc(D)	14	5,1	7	7,9	.	.	21	5,8
Wc(A)	28	10,2	16	18,0	1	100,0	45	12,4
NWc(CB)	80	29,2	37	41,6	.	.	117	32,1
Typycykl.	180	65,7	77	86,5	1	100,0	258	70,9
NEa(E)	45	16,4	45	12,4
E-SEa(E ₁)	13	4,7	4	4,5	.	.	17	4,7
S-SWa(D ₂ C)	2	0,7	1	1,1	.	.	3	0,8
Wa(C ₂ D)	15	5,5	5	5,6	.	.	20	5,5
NWa(E ₂ C)	13	4,7	1	1,1	.	.	14	3,8
Ca(G)	2	0,7	2	0,6
Typy antycyklonalne	90	32,8	11	12,4	.	.	101	27,7
Sc/a(BE)	3	1,1	3	0,8
X	1	0,4	1	1,1	.	.	2	0,6
Suma	274	100,0	89	100,0	1	100,0	364	100,0



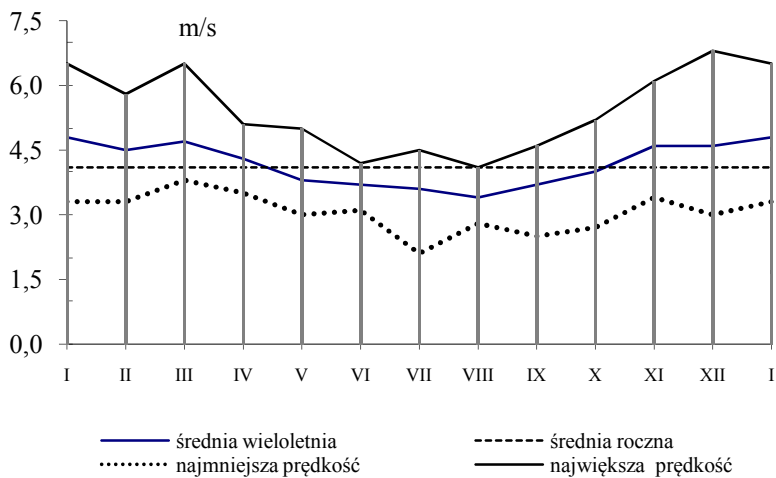
Rysunek 1. Porównanie średniej częstości kierunków wiatru na stacji Warszawa-Okęcie i Kraków-Balice (1966-1995). Rok



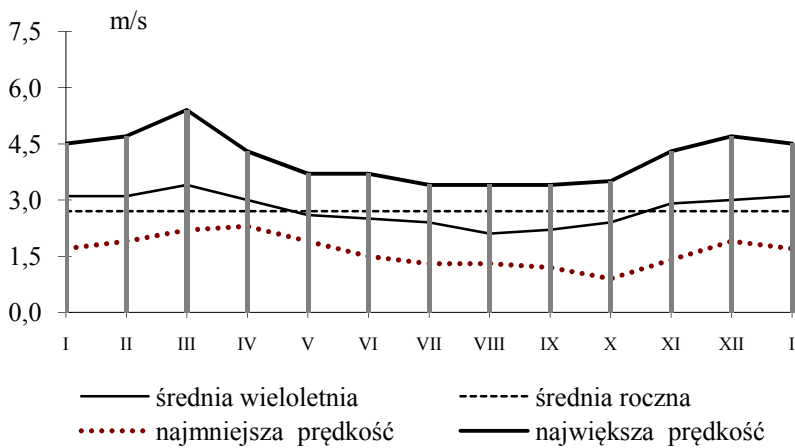
Rysunek 2. Średnia częstość kierunków wiatru w przedziałach prędkości na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995). Rok



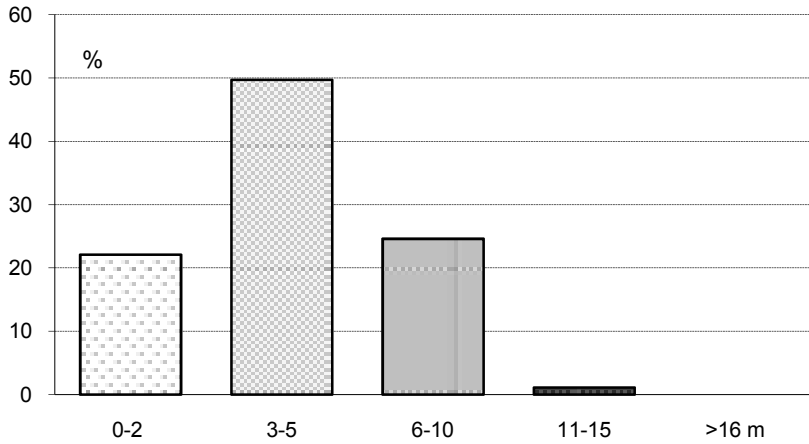
Rysunek 3. Średnia częstość kierunków wiatru w przedziałach prędkości na stacji Kraków-Balice (1966-1995). Rok



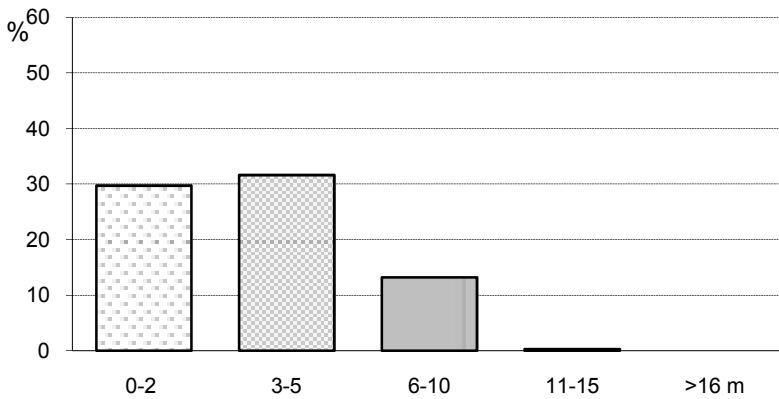
Rysunek 4. Przebieg roczny prędkości wiatru na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995)



Rysunek 5. Przebieg roczny prędkości wiatru na stacji Kraków-Balice (1966-1995)



Rysunek 6. Częstość występowania wiatru w określonych przedziałach prędkości na stacji Warszawa-Okęcie (1966-1995). Rok



Rysunek 7. Częstość występowania wiatru w określonych przedziałach prędkości na stacji Kraków-Balice (1966-1995). Rok

5.2.5. Częstość występowania burz w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie (1961-1990)

Autor: A g a t a K O S I Ń S K A

Opiekun naukowy: K a t a r z y n a G R A B O W S K A

Zbadano występowanie liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w latach 1961-1990 (tab. 1-4, rys. 1-4).

Określono maksima występowania dni ze zjawiskiem w obu miastach (Warszawa – maksimum w lipcu, lecz niemal tyle samo dni burzowych wystąpiło w czerwcu; Kraków – maksimum w czerwcu) oraz lata o największej liczbie zjawisk w obu miastach (Warszawa – maksimum w 1961 i 1963 r. – 35 dni, Kraków – maksimum w 1974 r. – 38 dni). Najbardziej i najmniej burzowe lata przedstawiono także w poszczególnych porach roku i miesiącach maj-sierpień.

We wszystkich przypadkach dni z burzą było więcej w Krakowie niż w Warszawie, mimo że w niektórych przypadkach (latem, jesienią) minimum było niższe lub występowało w większej liczbie lat w Krakowie.

Następnie zbadano tendencje liczby dni ze zjawiskiem w wieloleciu, poszczególnych porach roku oraz w miesiącach maj-wrzesień. Stwierdzono, że w przypadku Warszawy tendencje te są wyraźnie malejące w 30-leciu (jedynie zimą wystąpiła tendencja nieznacznie rosnąca), natomiast w Krakowie w ciągu badanego wielolecia wiosną, latem oraz w sierpniu tendencje te były nieznacznie rosnące, natomiast jesienią, zimą, w maju, czerwcu i lipcu nieznacznie malejące.

Sprawdzono, jakie typy cyrkulacji nad Polską pojawiały się najczęściej, i w których z nich wystąpiło najwięcej burz. Okazało się, że najwięcej zjawisk pojawiło się w typie E oraz CB, najmniej natomiast w typie BE oraz X. W dalszej części pracy wykazano, iż dzieje się tak dlatego, że tych typów cyrkulacji wystąpiło najwięcej (lub najmniej), a nie dlatego, że najbardziej (najmniej) sprzyjają pojawianiu się burz. Obliczono również współczynnik korelacji wyrażający zależność występowania dni burzowych od typu cyrkulacji atmosferycznej. Wykazano, że wraz ze wzrostem występowania typów cyrkulacji E_0 , E, C_2D i X wzrasta również liczba dni z burzą. Im częściej natomiast pojawiały się typy cyrkulacji: D, E_1 , BE oraz D_2C , tym dni ze zjawiskiem obserwowano mniej; taka sama, lecz słabsza zależność miała miejsce w przypadku typów: A, B, G i E_2C . Nie stwierdzono, aby obecność nad Polską typów F i CB w jakiś znaczący sposób wpływała na występowanie dni ze zjawiskiem.

W następnej kolejności zbadano prawdopodobieństwo warunkowe występowania dni burzowych w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w całym 30-leciu oraz w przebiegu rocznym, poszczególnych porach roku i miesiącach maj-sierpień, przedstawiono także prawdopodobieństwa pojawiania się zjawisk w każdym z typów cyrkulacji atmosferycznej w poszczególnych latach 30-lecia. Wykazano, że typy cyrkulacji najczęściej występujące nad Polską wcale nie odznaczają się największym prawdopodobieństwem występowania dni burzowych. Natomiast duże prawdopodobieństwo odnotowania dnia ze zjawiskiem zaobserwowano w najrzadziej występujących typach: BE i X. Bardzo burzowe okazały się też typy: B, D, F i E_2C , mimo że wcale nie należały do najczęściej

obserwowanych nad Polską. Warto jeszcze podkreślić, że z roku na rok prawdopodobieństwo występowania dni burzowych w poszczególnych typach cyrkulacji odznaczało się dużą zmiennością. Stwierdzono, że w jednym roku w danym typie cyrkulacji zjawisk można było się spodziewać bardzo często, podczas gdy już w kolejnym roku w tymże typie cyrkulacji burze mogły nie pojawić się wcale.

Zwrócono też uwagę na codzienne wartości liczby dni z burzą. Okazało się, że średnio pierwszy dzień z burzą cztery dni wcześniej pojawił się w Krakowie, ostatni dwa dni później w Krakowie, okres aktywności burzowej był o tydzień dłuższy w Warszawie, a wartości wskaźnika aktywności burzowej WAB wykazały, że w Krakowie dni ze zjawiskiem mogły wystąpić co tydzień, a w Warszawie nieco rzadziej – co 8 dni.

Dla czterech i więcej następujących po sobie kolejno dni ze zjawiskiem określono wzorcowe typy cyrkulacji według B. Osuchowskiej-Klein, w których one wystąpiły. Stwierdzono, że w Krakowie pojawiło się dużo więcej wielodniowych ciągów burzowych niż w Warszawie. Biorąc pod uwagę 4- i więcej dniowe ciągi burzowe odnotowano, że najwięcej wystąpiło ich z mieszanymi (czyli cyklonalnymi i antycyklonalnymi) typami cyrkulacji (Warszawa – 6 przypadków, Kraków – 7 przypadków). Ciągów z wyłącznie antycyklonalnymi typami cyrkulacji w Warszawie i Krakowie pojawiło się 2, a tylko z cyklonalnymi typami w Warszawie raz, w Krakowie 3 razy. Ponadto w Warszawie odnotowano po jednym ciągu burzowym z typami: nieokreślonym i cyklonalnym oraz z typami: nieokreślonym i antycyklonalnym, w Krakowie zaś zaobserwowano jeden ciąg burzowy z typami: nieokreślonym i cyklonalnym oraz jeden z typami: pośrednim i cyklonalnym.

Najwięcej ciągów dni ze zjawiskiem odznaczało się więc obecnością zarówno typów cyklonalnych, jak i antycyklonalnych w jednym ciągu burzowym. Często było tak, że kolejno następujące po sobie dni ze zjawiskiem charakteryzowały się typami cyrkulacji o dużym prawdopodobieństwie pojawienia się burzy w tym typie cyrkulacji, natomiast wcale nie było to regułą. W jednym z wielodniowych ciągów dni ze zjawiskiem w Warszawie oraz w dwóch w Krakowie w poszczególnych dniach ciągu wystąpił jedynie typ E, odznaczający się najmniejszym prawdopodobieństwem pojawienia się zjawiska. Również na tym przykładzie widać, że na obecność lub brak burzy nie wpływa głównie cyrkulacja atmosferyczna, lecz jest ona jednym z kilku (być może równorzędnych) czynników powodujących wystąpienie zjawiska. Tak więc aby stwierdzić, jak te pozostałe czynniki wpływają na pojawianie się burz, konieczne są dalsze badania.

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) liczby dni z burzą z typami cyrkulacji w Warszawie (W) i Krakowie (K) w latach 1961-1990

W	ldb	E ₀	F	B	D	A	CB	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	BE	X
I	2	94	7	24	82	90	120	98	143	33	85	21	62	20	2
II	5	77	58	48	74	63	84	114	139	33	56	48	39	8	4
III	16	79	39	68	84	67	150	131	125	48	53	30	25	26	7
IV	44	129	88	60	53	34	141	161	69	14	72	33	23	15	7
V	141	132	84	78	43	39	85	237	56	21	68	40	32	10	5
VI	171	142	35	37	31	38	135	231	28	26	119	27	26	3	13
VII	174	124	13	21	28	36	212	215	26	17	179	26	29	2	
VIII	140	113	16	36	39	65	146	213	67	33	123	27	34	2	11
IX	54	75	14	37	59	95	122	130	79	38	107	72	54	10	6
X	14	43	28	71	80	43	107	107	124	55	93	34	99	24	4
XI	7	51	29	79	101	78	168	91	92	44	69	40	28	22	3
XII	2	73	18	70	94	68	179	95	83	50	79	46	57	8	6
WSP. r		0,79	0,05	-0,4	-0,9	-0,5	0,19	0,96	-0,9	-0,6	0,71	-0,3	-0,4	-0,7	0,77
K	ldb	E ₀	F	B	D	A	CB	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	BE	X
I	4	94	7	24	82	90	120	98	143	33	85	21	62	20	2
II	5	77	58	48	74	63	84	114	139	33	56	48	39	8	4
III	12	79	39	68	84	67	150	131	125	48	53	30	25	26	7
IV	42	129	88	60	53	34	141	161	69	14	72	33	23	15	7
V	172	132	84	78	43	39	85	237	56	21	68	40	32	10	5
VI	198	142	35	37	31	38	135	231	28	26	119	27	26	3	13
VII	183	124	13	21	28	36	212	215	26	17	179	26	29	2	
VIII	156	113	16	36	39	65	146	213	67	33	123	27	34	2	11
IX	55	75	14	37	59	95	122	130	79	38	107	72	54	10	6
X	5	43	28	71	80	43	107	107	124	55	93	34	99	24	4
XI	4	51	29	79	101	78	168	91	92	44	69	40	28	22	3
XII	2	73	18	70	94	68	179	95	83	50	79	46	57	8	6
WSP. r		0,81	0,08	-0,4	-0,9	-0,5	0,14	0,97	-0,8	-0,6	0,66	-0,3	-0,4	-0,7	0,74

Tabela 2. Prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia burzy w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie (W) i Krakowie (K) w latach 1961-1990

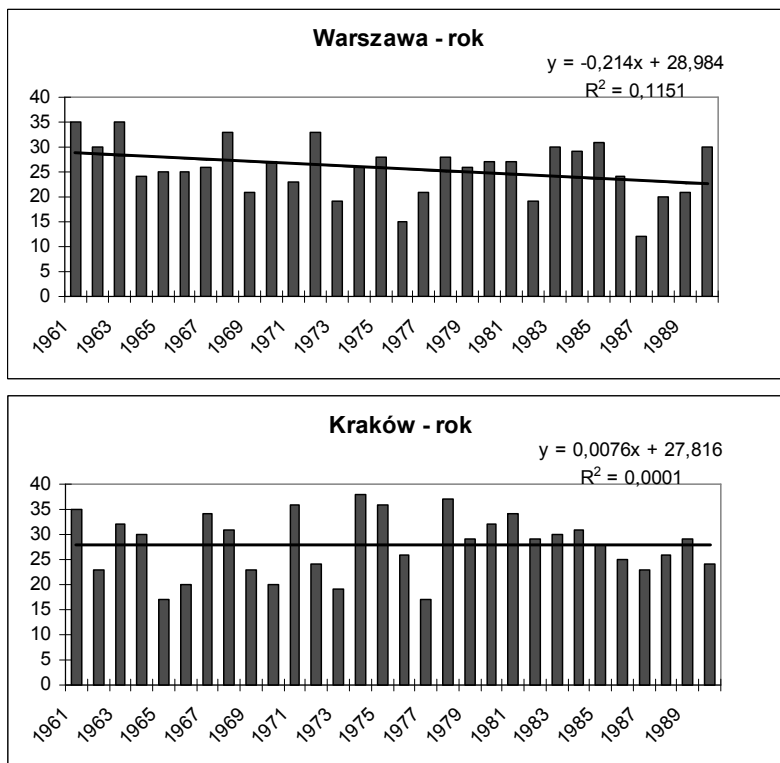
W	typy cyrkulacji cyklonalnej (%)						śr. typów cykl.(%)	typy cyrkulacji antycyklonalnej (%)						śr. typów antycykl. (%)	BE	X
	E ₀	F	B	D	A	CB		E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G			
I					17		17				20			20		
II				8	42		25				20			20		
III		33	50		14	11	27	33		20		50		34		
IV	20	32	31	27	33	22	28	20	17	20			25	21	100	100
V	37	42	48	73	30	34	44	20	48	38	45	40	81	45	33	100
VI	32	64	77	70	46	34	54	29	79	70	30	62	41	52	100	70
VII	30	64	72	51	47	31	49	30	63		17	69	22	40		
VIII	29	42	47	48	34	32	39	16	33	63	25	42	20	33		
IX	24	100	42	50	18	27	44	44	38		15	35		33	100	75
X	25		14	14	33	21	21									
XI					32	22	27									
XII						15	15									
średnia	28	54	48	43	31	25	32	27	46	42	25	50	38	33	83	86
K	typy cyrkulacji cyklonalnej (%)						śr. typów cykl. (%)	typy cyrkulacji antycyklonalnej (%)						śr. typów antycykl. (%)	BE	X
	E ₀	F	B	D	A	CB		E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G			
I						18	18									
II	16			37		25	26				17			17		
III	17	29	33	10	24	9	20				33			33		
IV	32	60	25	35	21	30	34	21	25	20	14	50	25	26		33
V	37	48	46	38	30	61	43	21	39	50	47	39	72	45	83	
VI	35	59	73	51	34	27	47	25	95	62	33	46	33	49	100	75
VII	34	56	58	42	50	37	46	24	75		26	80	20	45		
VIII	35	54	60	43	31	30	42	25	30		17	35	27	27		50
IX	17		58	19	21	32	29	18	36	100	20	44		44	100	100
X			56	14		24	31		27	100				64		
XI	50					40	45									
XII	50			50		10	37									
średnia	32	51	51	34	30	29	35	22	47	66	26	49	35	39	94	65

Tabela 3. Prawdopodobieństwo warunkowe występowania burzy w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie

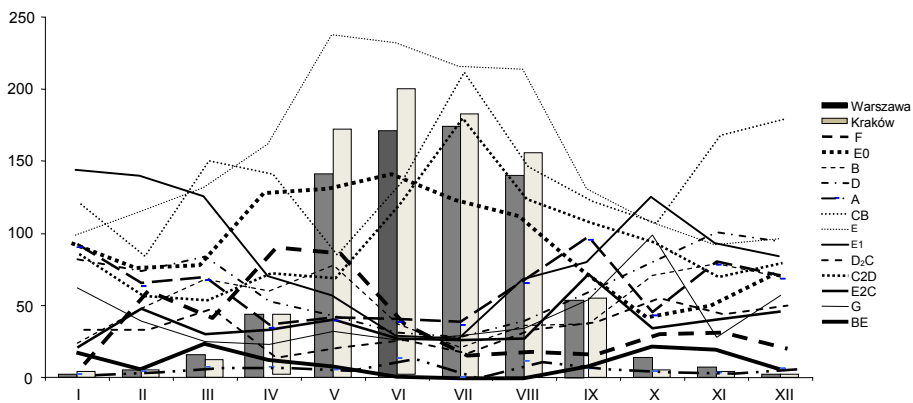
	typy cyrkulacji cyklonalnej (%)						śr. typów cykl. (%)	typy cyrkulacji antycyklonalnej (%)							śr. typów antycykl. (%)		
	E ₀	F	B	D	A	CB		E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	BE			
wiosna																	
III		33	50		14	11	27	33		20		50		34			
IV	20	32	31	27	33	22	28	20	17	20			25	21	100	100	
V	37	42	48	73	30	34	44	20	48	38	45	40	81	45	33	100	
średnia	29	36	43	50	26	22	34	24	33	26	45	45	53	38	67	100	
lato	E ₀	F	B	D	A	CB	śr cykl	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	śr antycykl	BE	X	
VI	32	64	77	70	46	34	54	29	79	70	30	62	41	52	100	70	
VII	30	64	72	51	47	31	49	30	63		17	69	22	40			
VIII	29	42	47	48	34	32	39	16	33	63	25	42	20	33			
średnia	30	57	65	56	42	32	47	25	58	67	24	58	28	43	100	70	
jesień	E ₀	F	B	D	A	CB	śr cykl	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	śr antycykl	BE	X	
IX	24	100	42	50	18	27	44	44	38		15	35		33	100	75	
X	25		14	14	33	21	21										
XI					32	22	27										
średnia	25	100	28	32	28	23	39	44	38		15	35		33	100	75	
zima	E ₀	F	B	D	A	CB	śr cykl	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	śr antycykl	BE	X	
I					17		17				20			20			
II				80	42		61				20			20			
XII						15	15										
średnia				80	30	15	31				20			20			

Tabela 4. Dаты pierwszych i ostatnich dni z burzą oraz długość okresu burzowego i wartości wskaźnika WAB w Warszawie w latach 1961-1990

rok	1-szy dzień z burzą	ost. dzień z burzą	dł. okresu burzowego	ldb	WAB
1961	31.III	3.IX	157	35	4,5
1962	12.II	18.IX	219	30	7,3
1963	21.IV	27.IX	160	35	4,6
1964	15.IV	17.XI	217	24	9,0
1965	31.III	27.IX	181	25	7,2
1966	27.II	19.XII	296	25	11,8
1967	23.III	4.X	196	26	7,5
1968	18.III	11.X	208	33	6,3
1969	16.IV	30.X	198	21	9,4
1970	26.IV	5.XI	194	27	7,2
1971	9.IV	13.X	188	23	8,2
1972	28.III	24.X	211	33	6,4
1973	31.III	30.X	214	19	11,3
1974	17.III	17.VIII	154	26	5,9
1975	4.I	5.XII	336	28	12,0
1976	1.III	15.IX	199	15	13,3
1977	8.II	9.XI	275	21	13,1
1978	19.IV	26.XI	191	28	6,8
1979	10.V	7.XI	182	26	7,0
1980	28.IV	15.IX	141	27	5,2
1981	30.IV	5.XI	190	27	7,0
1982	9.V	11.X	155	19	8,2
1983	11.III	5.X	208	30	6,9
1984	2.I	15.X	287	29	9,9
1985	29.III	3.X	188	31	6,1
1986	30.IV	4.IX	127	24	5,3
1987	4.VI	11.IX	99	12	8,3
1988	3.V	29.XI	210	20	10,5
1989	9.IV	30.XI	235	21	11,2
1990	26.II	25.IX	211	30	7,0
średnia	18.III	25.X	201	26	8,1

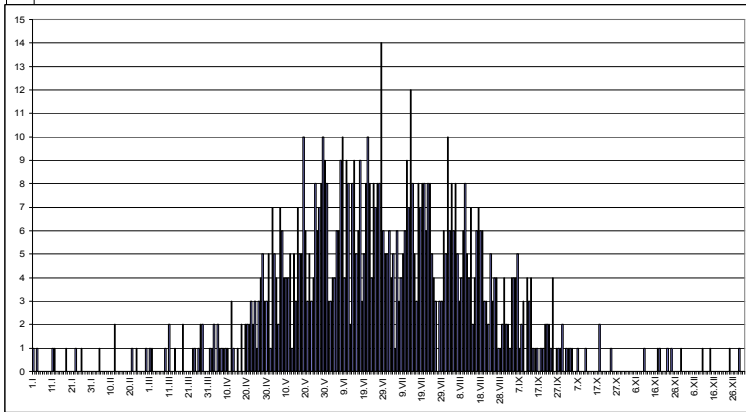


Rysunek 1. Linie trendu liczby dni z burzą w wieloleciu 1961-1990 w Warszawie i Krakowie



Rysunek 2. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie i poszczególne typy cyrkulacji w Polsce w latach 1961-1990 wg klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein

Rysunek 3. Codzienne wartości liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1961-1990



Rysunek 4. Codzienne wartości liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1961-1990

5.2.6. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Krakowie

Autor: Joanna MAROSZEK

Opiekun naukowy: Jolanta WAWER

Analizą objęto stacje w Warszawie – miejską UW i peryferyjną Okęcie (okres 1982-2007) oraz stację miejską UJ w Krakowie (okres 1982-2006). Przeanalizowano łącznie 386 przypadków dni, kiedy w Warszawie na którejś ze stacji wystąpiła suma dobową > 10 mm. Oddzielnie na każdej ze stacji było to 270 (UW) i 276 (Okęcie) takich dni. Na stacji Kraków-UJ w badanym okresie wystąpiło 412 dni z sumą dobową > 10 mm. Na stacjach w Warszawie wysoka suma dobową na dwóch stacjach jednocześnie wystąpiła 160 razy. Taką zbieżność pomiędzy stacjami miejskimi (Warszawa-Kraków) stwierdzono w 62 przypadkach. W analizie zwrócono uwagę na te sytuacje. Wśród dni z maksimumi dobowymi powyżej 10 mm ok. 75% stanowią dni związane z występowaniem sytuacji cyklonalnych (Warszawa 1951-1995, Maroszek, 2007). Również większość dodatnich anomalii opadowych jest związana z występowaniem typów cyklonalnych (Kossowska-Cezak, Mrugała, 1999). W poniższej tabeli (tab. 1) zestawiono udział typów cyrkulacji w dniach z wysokimi (> 10 mm) sumami dobowymi opadów atmosferycznych. Na wszystkich stacjach występuje ponad 90% udział typów cyklonalnych. Pierwszym warunkiem sprzyjającym pojawieniu się wysokiej sumy dobowej opadu jest więc wystąpienie cyrkulacji cyklonalnej.

Sytuacje w których wysoką sumę dobową opadu odnotowano w tym samym terminie na dwóch stacjach jednocześnie (UW i Okęcie oraz UW i UJ), występują w związku z typami cyrkulacji cyklonalnej (>98% przypadków). Najczęściej są związane z przemieszczaniem się centrum układu niżowego lub jego zatoki nad Polską i stąd możliwe jest zbieżne występowanie podobnych (wysokich) sum dobowych opadów na oddalonych od siebie stacjach.

Na trzech stacjach wysokie sumy opadów dobowych (> 10 mm) występują najczęściej w sytuacji zatoki lub bruzdy niskiego ciśnienia – jest to ponad 55% badanych przypadków. Na stacji w Krakowie częściej niż w Warszawie takie sumy opadów pojawiały się w związku z układem wyżowym, jednak ich udział nie przekraczał 5% (rys. 1).

W poniższej tabeli (tab. 2) zestawiono częstość występowania określonych sytuacji barycznych wśród dni z opadami o sumach dobowych > 10 mm. Porównano je z wynikami z okresu 1961-1970 na stacji Warszawa-Okęcie otrzymanymi przez Lorenc (1978).

Z każdym układem barycznym związany jest charakterystyczny rozkład wielkości opadów dobowych, szczególnie wyraźny w grupie opadów > 10 mm. Największych sum dobowych można spodziewać się w sytuacji zatoki lub bruzdy niskiego ciśnienia. Do tej grupy należą wszystkie opady typu frontального (zwykle udział tego typu genetycznego opadów jest wyższy niż 50%, Twardosz, 2005), co uzasadnia zdecydowaną przewagę tej kategorii pod względem liczby przypadków oraz ich wielkości. Najniższe sumy opadów wśród przypadków wysokich sum dobowych występowały przy układzie wyżowym. W Warszawie taki układ baryczny jest przyczyną występowania sum opadów dobowych do 20 mm. W Krakowie na stacji UJ w tej sytuacji wystąpiło absolutne maksimum dobo-

we opadu w badanym okresie (79 mm). W sytuacjach słabogradientowych zwykle sumy dobowe opadów nie przekraczały 30 mm.

Na podstawie badania typów cyrkulacji (wg kalendarza Osuchowskiej-Klein) w dniach z maksimami dobowymi opadów > 10 mm w Warszawie (Okęcie, 1951-1995) stwierdzono, że wysokie sumy dobowe opadu najczęściej pojawiały się przy adwekcji z północnego-zachodu (typ cyklonalny CB) oraz z północnego-wschodu i wschodu (typ cyklonalny E₀), (Maroszek, 2007).

W grupie opadów > 10 mm największy udział mają sytuacje synoptyczne związane z adwekcją mas z sektora zachodniego. Stanowią odpowiednio 66% badanych przypadków w Warszawie i 72% w Krakowie (rys. 2). Na stacjach w Warszawie największy udział ma kierunek zachodni (23,8% przypadków), w Krakowie występuje dominacja adwekcji z północnego-zachodu (29,1%). W półroczu ciepłym zaznacza się niewielki wzrost udziału adwekcji z kierunków południowych (o 3,4% w Warszawie i 1,4% w Krakowie), kosztem udziału kierunków z sektora zachodniego. Najmniej dni o dobowej sumie opadów powyżej 10 mm jest związanych z adwekcją z kierunku wschodniego. Wiąże się to z małą ilością wilgoci transportowaną w tych masach powietrza, niezbędną do wystąpienia intensywnych opadów atmosferycznych.

Podobny rozkład częstości kierunków adwekcji występuje w dniach o wyższych sumach dobowych opadów atmosferycznych (rys. 3). W Warszawie na obu stacjach w grupie opadów dobowych > 20 mm, 30 i 40 mm dominuje kierunek południowo-zachodni. Na stacji miejskiej (UJ) w Krakowie jest to kierunek północno-zachodni.

Zbadano wielkość dobowych sum opadów w zależności od kierunków adwekcji mas powietrza (rys. 4 i 5). Największe zróżnicowanie i wielkości opadów występowały w związku z adwekcją z sektora zachodniego, co jest skutkiem dużej częstości tych kierunków adwekcji w dniach o wysokich sumach dobowych opadów.

W Warszawie na stacji miejskiej w okresie 1982-2007 największa suma dobowego opadu wystąpiła przy adwekcji masy ze wschodu (14.06.1999, 67,1 mm). Na stacji peryferyjnej najwyższy opad dobowy – 69,9 mm (5.08.2002) stwierdzono przy napływie masy powietrza z północnego-zachodu. Najwięcej przypadków sum dobowych opadów > 20 mm występowało w związku z adwekcją z sektora zachodniego. Ekstremalnie wysokie sumy dobowe opadów (> 40 mm) najczęściej występują przy napływie mas powietrza z południowego-wschodu.

W Krakowie na stacji miejskiej w okresie 1982-2006 najwyższą sumą dobową opadu było 79,0 mm (24.06.1989). Tego dnia dominował napływ mas powietrza z zachodu. Podobnie jak w Warszawie, największa liczba dni z sumą dobową opadów > 20 mm występuje w związku z adwekcją z sektora zachodniego. Ekstremalnie wysokie sumy dobowe opadów w Krakowie są najczęściej związane z adwekcją mas z zachodu i północnego-zachodu.

Adwekcja z sektora zachodniego sprzyja również występowaniu wysokich dobowych sum opadów na dwóch stacjach jednocześnie. Taka zbieżność pomiędzy stacjami w Warszawie w związku z napływem z tego sektora dotyczyła 107 przypadków (67%). Wysoki opad dobowy na stacji miejskiej w Warszawie i Krakowie w dniu o tym samym kierunku adwekcji stwierdzono 44 razy, z czego 34 przypadki (77%) w dniach z adwekcją z sektora zachodniego.

Na podstawie analizy występowanie opadów nawałnych w Warszawie (> 10 mm) na stacji Okęcie, w okresie 1961-1970, Lorenc (1978) stwierdziła, że 43% takich opadów występuje przy spływie z sektora zachodniego, z tego 34% przy spływie z południowego-zachodu. W okresie 1982-2007 na stacji Okęcie było to 67% (udział adwekcji z sektora zachodniego), w tym spływ z południowego-zachodu obejmował 30% przypadków. W okresie 1961-1970 zaznaczał się również istotny – 16% udział spływu z kierunku południowo-wschodniego. W okresie 1982-2007 na stacji Okęcie liczba opadów związanych z tym kierunkiem adwekcji stanowiła zaledwie 8% wszystkich analizowanych przypadków.

W ciągu roku w Polsce w większości dni napływa masa powietrza polarnego morskigo, co jest związane z dominacją adwekcji z sektora zachodniego w tych szerokościach geograficznych. Dlatego większość dni z wysokimi dobowymi sumami opadów występuje w tej masie powietrza. W Warszawie jej udział stanowi 80% (łącznie PPM, PPMc i PPMs), w Krakowie 84,2% (rys. 6). Występowaniu dobowych sum opadów > 10 mm nie sprzyja masa powietrza polarnego kontynentalnego. W obu miastach w badanym okresie wystąpiło więcej opadów w związku z adwekcją arktycznych mas powietrza niż mas zwrotnikowych. Jest to związane z małą częstością obecności masy zwrotnikowej w roku.

Największe zróżnicowanie dobowych sum opadów występuje w masie powietrza polarnego morskigo (rys. 7 i 8). Opady o sumach dobowych większych niż 30 mm (w Warszawie) nie pojawiają się w masie powietrza arktycznego. Na stacji miejskiej UW wystąpił jeden przypadek (na 10 dni z tą masą) ekstremalnie wysokiej sumy opadu w dniu z masą powietrza polarnego o odmianie kontynentalnej – 49,3 mm (6.07.1997). W masie powietrza zwrotnikowego najwyższą sumą opadu było – 42,8 mm (4.07.1997) na stacji UW oraz 52,4 mm (17.06.1991) na stacji Okęcie.

W Krakowie w okresie 1982-2006 ekstremalnie wysokie sumy opadów (>40 mm) występowały w każdej masie powietrza za wyjątkiem masy zwrotnikowej. W masie powietrza arktycznego najwyższa suma dobowa wyniosła 46,1 mm (7.09.1996). W powietrzu polarnym kontynentalnym było to 47,1 mm (29.08.1996). W masie powietrza zwrotnikowego – 32,2 mm (4.08.1991)

W zależności od typu masy powietrza polarnego morskigo można spodziewać się różnych sum dobowych opadów atmosferycznych. W Warszawie najniższe sumy opadów w grupie opadów w masie powietrza polarnego morskigo związane były z typem ciepłym. W Krakowie ekstremalne sumy dobowe opadów pojawiały się we wszystkich typach. Absolutne maksimum dobowe opadu wystąpiło w masie powietrza polarnego morskigo ciepłego. Z badań prowadzonych przez Twardosza (2005) wynika, że w okresie 1886-2002 w Krakowie najwięcej dni z opadem (>0,1 mm) generowała masa powietrza polarnego morskigo, z czego połowa dni z opadem występowała w masie powietrza starego. W grupie dni o sumach dobowych wyższych niż 10 mm (1982-2006) z typem starym (PPMs) było związanych jedynie 23% opadów. Aby suma dobowa opadu przekroczyła wartość 10 mm konieczne jest wystąpienie masy o większym zasobie wilgoci.

Suma opadów atmosferycznych jest w znacznym stopniu uwarunkowana sytuacją synoptyczną. W celu określenia sytuacji najbardziej sprzyjających występowaniu wysokich (> 10 mm) sum dobowych opadów (w Warszawie i Krakowie) posłużono się klasy-

fikacją obejmującą 12 typów sytuacji synoptycznych. Wyróżniono następujące sytuacje: przejście frontów – ciepłego, chłodnego, okluzji oraz całego układu z dwoma frontami (Fc, Fch, Fok, Un), centrum niżu (N), zatoka niżowa (Nz), bruzda niskiego ciśnienia (Nb), skraj niżu (Ns), sytuacja słabogradientowa niżowa (Nsg), ciepły wycinek niżu (C), centrum, klin lub wał wyżowy (W), sytuacja słabogradientowa wyżowa (Wsg).

W Warszawie w pierwszych 18 godzinach trwania doby opadowej (doba pomiaru 1) najczęściej warunki meteorologiczne związane były z przejściem frontu chłodnego (20,2 %), centrum niżu (15,3%) oraz zatoki niskiego ciśnienia (14,05%). Dni z wysokimi sumami opadów z częściej uwarunkowane były przejściem frontu ciepłego niż okluzji. Sytuacje związane z szybkim przejściem całego ośrodka niżowego z układem frontów (Un) występują rzadko w ciągu roku, jednak są sytuacją bez wątplenia sprzyjającą pojawianiu się sum opadów atmosferycznych > 10 mm.

W Krakowie sytuacją najbardziej sprzyjającą pojawianiu się wysokich sum dobowych opadów jest przejście frontu chłodnego (27,2% przypadków). Kolejnymi sytuacjami są: przejście zatoki niżowej (16,2%) oraz przejście centrum niżu (10,9%).

W drugiej części doby opadowej (ostatnie 6 godzin, doba pomiaru 2), która przypada na godziny poranne zwykle występują opady o niewielkich sumach cząstkowych - jak wynika z badań Twardosza (2005). Jednak w pewnych sytuacjach opady te mogą w istotny sposób rzutować na sumę dobową. Dlatego w analizie dobowych sum opadów ważne jest aby nie kończyć obserwacji na dobie zegarowej a prześledzić zmiany na kolejnych mapach synoptycznych

W Warszawie pod koniec doby największy udział ma sytuacja zatoki niżowej – 16,9 %. W 66% przypadków była ona poprzedzona (doba 1) wcześniejszym przejściem frontu lub układu niżowego (32%). W tym terminie obserwuje się wysoki (14,7%) udział sytuacji związanych z wyżami atmosferycznymi. W 88% były to jednak nowe układy baryczne – w pierwszej części doby występowały warunki cyklonalne. W Krakowie pod koniec doby opadowej (doba 2) dominacja sytuacji wyżowych jest już bardzo wyraźna, ich udział stanowi 25,0% badanych dni. Jednak zaledwie 16 (4%) z pośród 103 dni z wyżem w tym terminie wystąpiło w wyniku kontynuacji warunków z poprzedniego terminu obserwacji (doba pomiaru 1). Podobnie jak na początku doby opadowej często występowały sytuacje zatoki niżowej (19,4%) i frontu chłodnego (18,0%).

W większości dni pojawianie się dobowej sumy opadu > 10 mm związane jest z występowaniem sprzyjających sekwencji sytuacji synoptycznych i poprzedzone mniejszymi (pod względem sumy) epizodami opadowymi. Potwierdza to wysoki udział sytuacji związanych z zatoką niżową oraz wystąpieniem frontu chłodnego w kolejnych terminach. Takie zależności wystąpiły na wszystkich badanych stacjach.

Dobowe sumy opadu > 10 mm w obu miastach, w ponad 80% przypadków występowały w sytuacji kiedy w trzech kolejnych terminach (doba poprzedzająca oraz kolejne dni pomiaru) występowała sytuacja synoptyczna kształtowana przez układ niżowy.

Następowanie po sobie różnych typów sytuacji synoptycznych w kolejnych terminach obserwacji (w ok. 80% badanych przypadków) wskazuje na dużą dynamikę zmian, która szczególnie sprzyja występowaniu wysokich (> 10 mm) sum dobowych opadów atmosferycznych. W Warszawie wystąpiło 20 przypadków z przejściem frontu atmosferycznego w trzech kolejnych terminach. W Krakowie taka sekwencja wystąpiła 12 razy. Pogodę

kształtowaną przez zatokę niżową w trzech kolejnych dniach stwierdzono w Warszawie w 4 przypadkach, w Krakowie – 6. Następowanie po sobie frontu ciepłego, ciepłego wycinka niżu i frontu chłodnego (Fc-C-Fch) stwierdzono jedynie w Krakowie (3).

Zbadano rozkład sum dobowych opadów w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych (rys. 13-15). Na stacjach w Warszawie największe zróżnicowanie sum stwierdzono w sytuacji związanej z przemieszczaniem się nad Polską Środkową centrum niżu (N), w Krakowie w zatoce niskiego ciśnienia (Nz). Najwięcej ekstremalnych sum opadu (>40 mm) związanych było z sytuacjami przejścia frontów atmosferycznych.

We wcześniejszych publikacjach - Lorenc (1978) i Hipnarowicz (2003) prezentowano podział opadów >10 mm w zależności od typu genetycznego. W tabeli 4 zestawiono wyniki badań z trzech okresów – stacja Okęcie oraz ze stacji miejskich w Warszawie i Krakowie.

Przyjęty okres badawczy 1982-2007 stanowi przedłużenie publikowanej dotychczas serii wyników. Największy udział wśród wysokich sum dobowych (>10 mm) stanowią opady związane ze strefą frontu. Wzrasta liczba opadów związanych z ośrodkami niżowymi (bez frontów). Najniższy udział mają opady wewnątrz jednorodnych mas powietrza, co wynika ze stosunkowo niewielkiej częstości pojawiania się takich sytuacji synoptycznych w roku.

Tabela 1. Udział sytuacji cyklonalnych i antycyklonalnych w dniach z wysokimi sumami dobowymi opadów w Warszawie (1982-2007) i Krakowie (1982-2006).

stacja/okres	półrocze ciepłe		półrocze chłodne		rok	
	cyklonalna	antycyklon.	cyklonalna	antycyklon.	cyklonalna	antycyklon.
Warszawa UW	96,1	3,9	93,9	6,1	95,6	4,4
Warszawa Okęcie	94,4	5,6	91,1	8,9	93,8	6,2
Kraków UJ	93,6	6,4	97,6	2,4	94,4	5,6
Zbieżne UW i Okęcie	99,2	0,8	96,6	3,4	98,7	1,3
Zbieżne UJ i UW	98,0	2,0	90,5	9,5	96,8	3,2

Tabela 2. Częstość sum dobowych opadów atmosferycznych >10 mm w dniach z określoną sytuacją baryczną – porównanie.

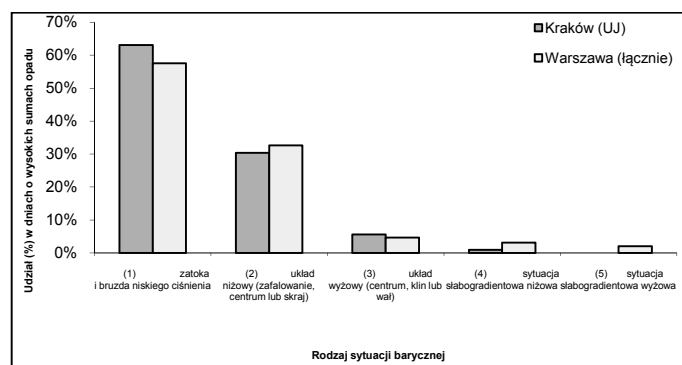
Częstość (%) sum opadów >10 mm	Okęcie 1961-1970	Okęcie 1982-2007	UW 1982-2007	UJ 1982-2006
w zatokach niskiego ciśnienia	57,7	55,5	56,3	61,2
w sytuacjach słabogradientowych	16,0	2,9	4,8	1,0
w ośrodkach niskiego ciśnienia	15,4	34,0	33,7	30,3
w brzdach niskiego ciśnienia	5,8	2,9	2,6	1,9
w brzegowych strefach wyżów	5,1	4,7	2,6	5,6

Tabela 3. Dynamika zmian sytuacji synoptycznych w Warszawie i Krakowie (na podstawie sekwencji sytuacji synoptycznych).

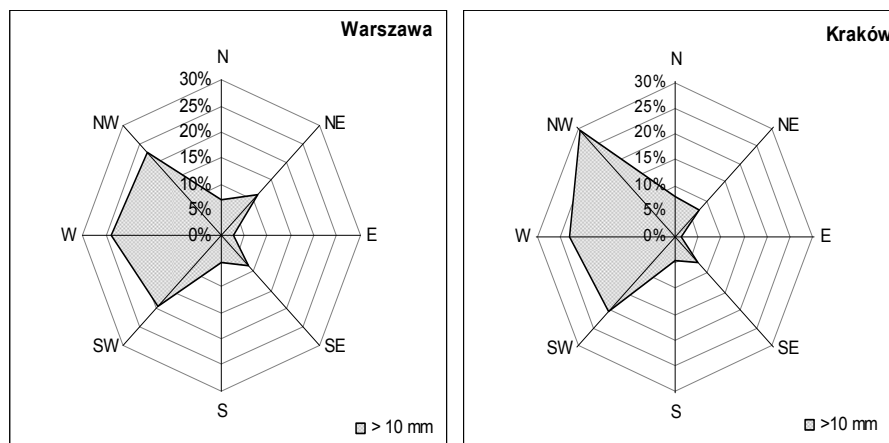
Ilość kolejnych (takich samych) typów sytuacji	Warszawa		Kraków	
	Liczba	Udział (%)	Liczba	Udział (%)
3	27	7,0	30	7,3
2	44	11,4	56	13,6
0	315	81,6	326	79,1

Tabela 4. Typy genetyczne opadów(> 10 mm) w różnych okresach badawczych. Rysunek 1. Udział (%) sytuacji barycznych w dniach o wysokich sumach dobowych opadów w Warszawie (1982-2007) i Krakowie (1982-2006).

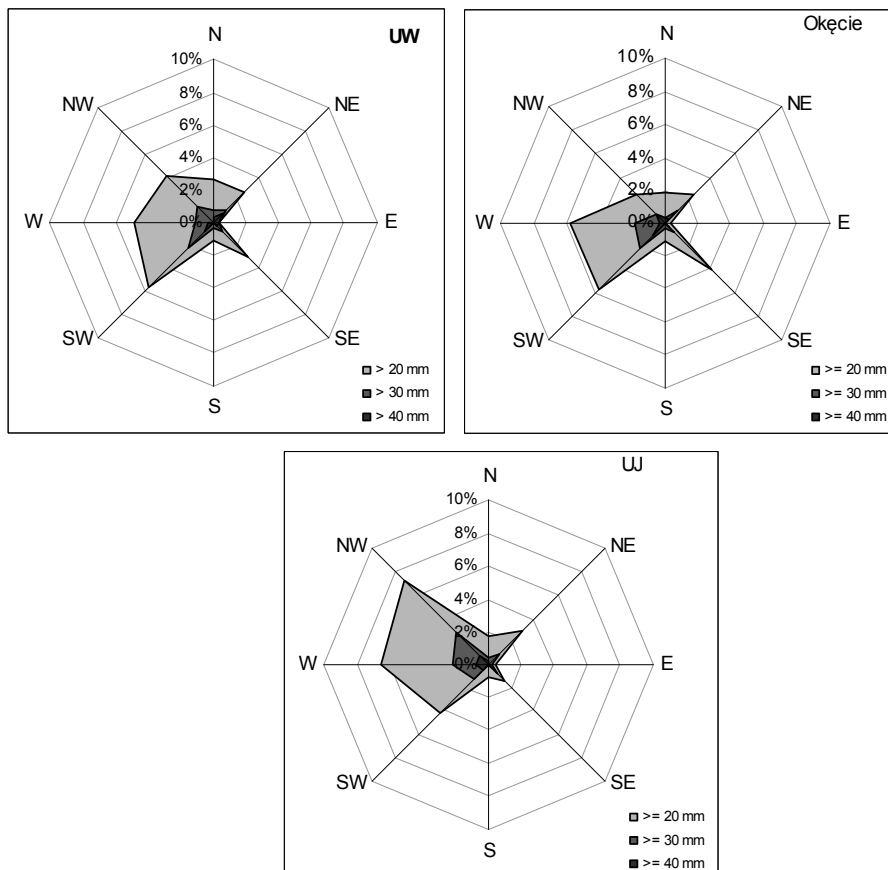
Opady >10 mm	Warszawa-Okęcie			Warszawa UW	Kraków UJ
	1961-1970	1971-1980	1982-2007		
	(Lorenc)	(Hipnarowicz)			
związane ze strefą frontu	65	56	50	51	54
wewnątrz jednorodnych mas powietrza	20	9	12	12	15
związane z ośrodkami niżowymi	15	35	38	37	32



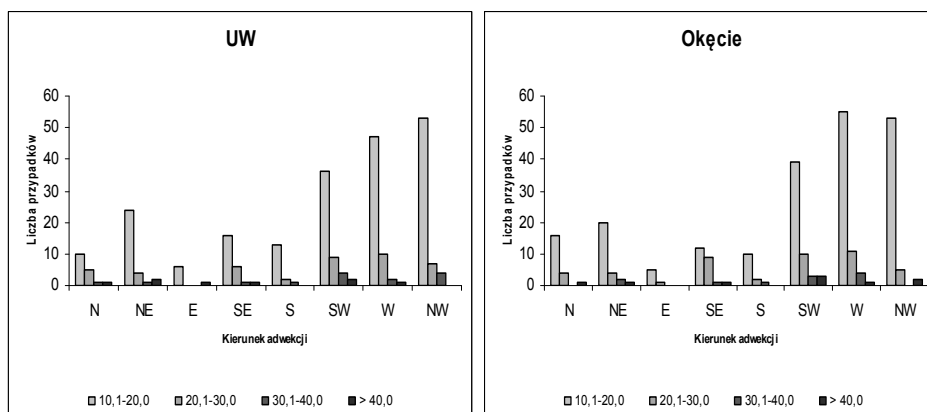
Rysunek 1. Udział (%) sytuacji barycznych w dniach o wysokich sumach dobowych opadów w Warszawie (1982-2007) i Krakowie (1982-2006).



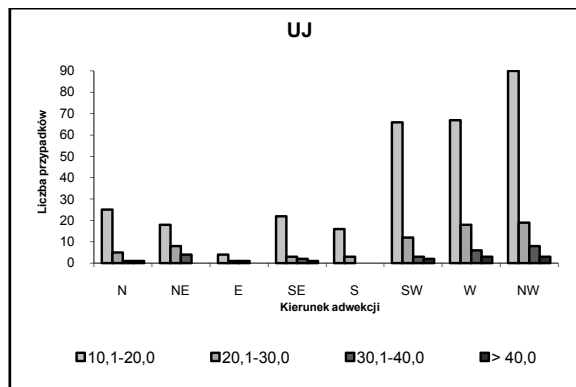
Rysunek 2. Częstość (%) kierunków adwekcji w ciągu roku w dniach z opadami dobowymi powyżej 10 mm w Warszawie (1982-2007) i Krakowie (1982-2006).



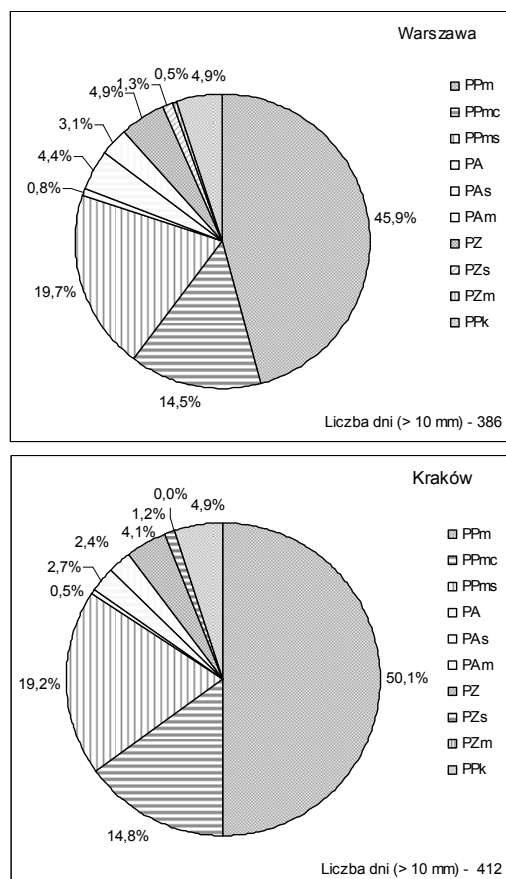
Rysunek 3. Udział (% wszystkich przypadków) kierunków adwekcji w dniach z opadami dobowymi >20, 30 i 40 mm na stacjach w Warszawie(UW, Okęcie) i Krakowie (UJ).



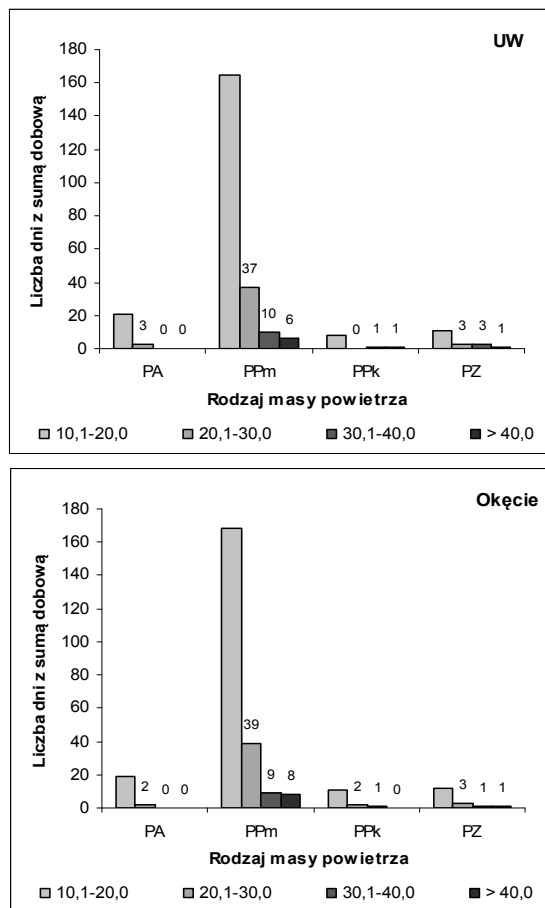
Rysunek 4. Rozkład wysokich sum dobowych opadów atmosferycznych w zależności od kierunku adwekcji. Warszawa 1982-2007.



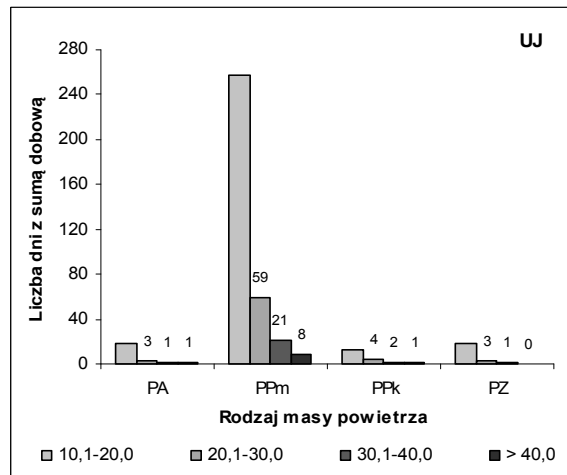
Rysunek 5. Rozkład wysokich sum dobowych opadów atmosferycznych w zależności od kierunku adwekcji. Kraków 1982-2006.



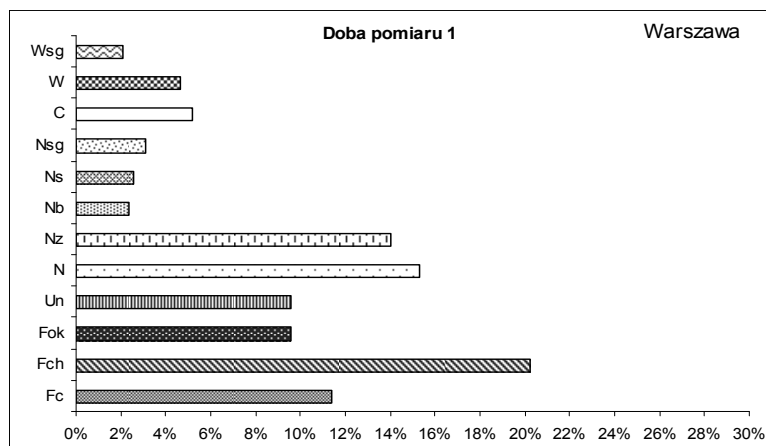
Rysunek 6. Częstość (%) mas powietrza w dniach z sumami dobowymi opadów > 10 mm w Warszawie (1982-2007) i Krakowie (1982-2006).



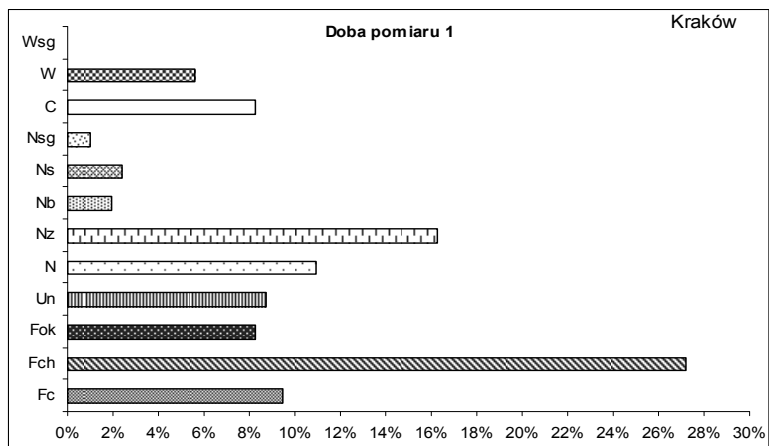
Rysunek 7. Sumy dobowe opadów atmosferycznych > 10 mm w różnych masach powietrza. Warszawa 1982-2007.



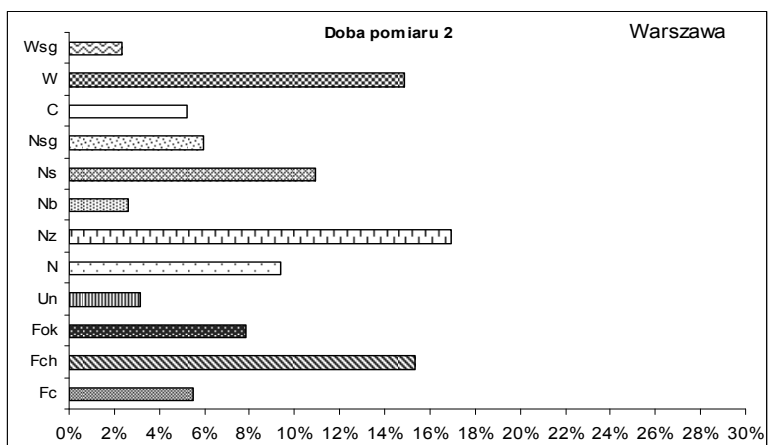
Rysunek 8. Sumy dobowe opadów atmosferycznych > 10 mm w różnych masach powietrza. Kraków 1982-2006.



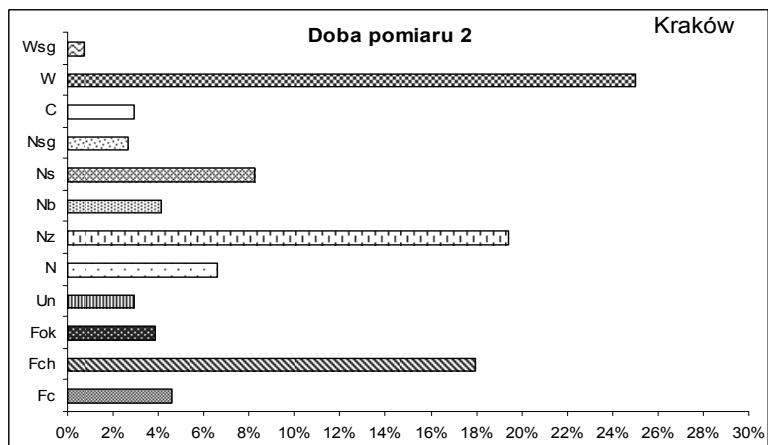
Rysunek 9. Sytuacje synoptyczne w dniu (1) o wysokiej sumie dobowej opadu. Warszawa 1982-2007.



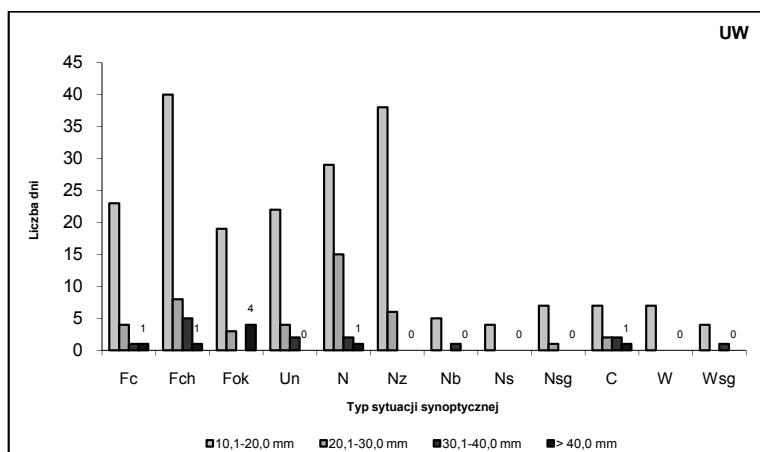
Rysunek 10. Sytuacje synoptyczne w dniu (1) o wysokiej sumie dobowej opadu. Kraków 1982-2006.



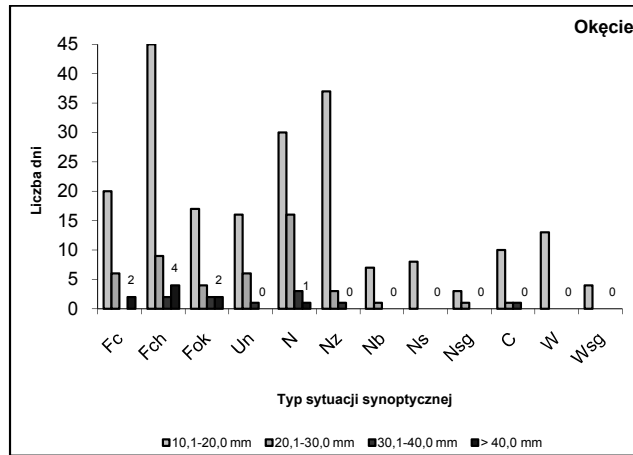
Rysunek 11. Sytuacje synoptyczne w dniu (2) o wysokiej sumie dobowej opadu. Warszawa 1982-2007.



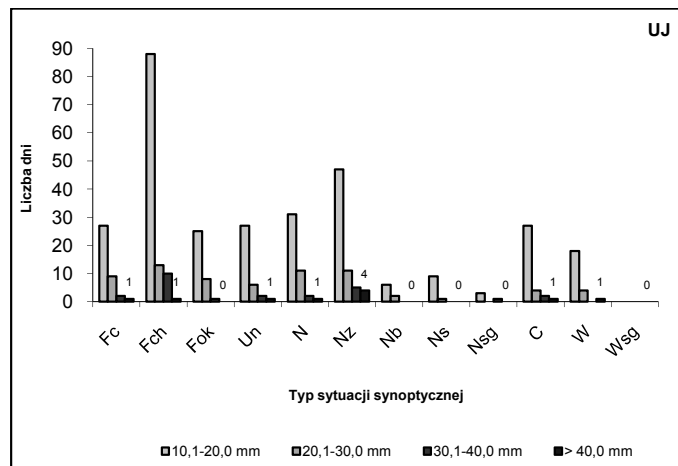
Rysunek 12. Sytuacje synoptyczne w dniu (2) o wysokiej sumie dobowej opadu. Kraków 1982-2006.



* na wykresie dopisano liczbę dni z sumą dobową opadu >40,0 mm
 Rysunek 13. Dobowe sumy opadów (>10 mm) w typach sytuacji synoptycznych w Warszawie – UW 1982-2007.



Rysunek 14. Dobowe sumy opadów (> 10 mm) w typach sytuacji synoptycznych w Warszawie – Okęcie 1982-2007.



Rysunek 15. Dobowe sumy opadów (> 10 mm) w typach sytuacji synoptycznych w Krakowie – UJ 1982-2006.

5.2.7. Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie

Autor: Ewa KANIEWSKA

Opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA

W pracy dokonano analizy wieloletniej zmienności charakterystyk pokrywy śnieżnej na obszarze nizinnym i wyżynnym Polski. Wykorzystano dane z lat 1966-1995 ze stacji meteorologicznych w Warszawie i Krakowie. Określono także związki pokrywy śnieżnej z cyrkulacją atmosferyczną opisaną indeksem *NAO* oraz typami cyrkulacji według Osuchowskiej-Klein. Porównano tendencje zmian charakterystyk pokrywy śnieżnej z tendencjami typów cyrkulacji, które istotnie wpływają na ten element klimatu (tab.1-17, rys. 1-2).

W 30-leciu 1966-1995 w okresie występowania pokrywy śnieżnej średnia liczba dni z opadem śnieżnym wynosiła 59 dni w Krakowie i 48 dni w Warszawie. W ciągu roku liczba dni z opadem śnieżnym zmieniała się w Krakowie od 1 dnia w październiku do 14 dni w styczniu, w Warszawie natomiast od 3 dni w kwietniu do 12 w styczniu. Pokrywa śnieżna utrzymywała się natomiast średnio od 5 dni w listopadzie do 19 dni w styczniu w Krakowie i od 1 dnia w kwietniu do 18 dni w styczniu w Warszawie. W okresie występowania pokrywy śnieżnej liczba ta wynosiła odpowiednio 60 i 54 dni. Średnia grubość pokrywy śnieżnej wynosiła 4 cm w Krakowie i 6 cm w Warszawie. Największą wysokość pokrywy śnieżna ma w lutym: w Warszawie – 9 cm, w Krakowie – 8 cm, najmniejszą zaś w kwietniu odpowiednio 2 cm i 1 cm.

Najwięcej i najmniej dni z opadem śnieżnym i z pokrywą śnieżną oraz skrajne wysokości pokrywy śnieżnej w poszczególnych miesiącach występowały często w Warszawie i Krakowie w różnych latach, co świadczy o dużej zmienności przestrzennej badanych elementów klimatu.

W przebiegu wieloletnim liczby dni z opadem śnieżnym i z pokrywą śnieżną można zaobserwować dość wyraźne fluktuacje. Pod koniec lat 60., w drugiej połowie lat 70. i 80. wartości tych charakterystyk znacznie przewyższały średnie z 30-lecia. W miesiącach, w których średnia 5-letnia liczba dni z pokrywą śnieżną była mniejsza (lub większa) od średniej wieloletniej na ogół także grubość pokrywy śnieżnej była odpowiednio mniejsza (lub większa).

Największa liczba dni z pokrywą śnieżną wystąpiła w sezonie 1969/70 – 124 dni w Warszawie i 114 dni w Krakowie. Najmniejszą liczbę dni z pokrywą śnieżną odnotowano w sezonie 1988/89: odpowiednio 15 i 22. Zakres zmian liczby dni z pokrywą śnieżną jest, zatem większy w środkowej Polsce niż w obszarze wyżynnym.

W badanym wieloleciu dominowały ujemne tendencje zmian charakterystyk warunków śnieżnych. Na ogół jednak były to zmiany nieistotne statystycznie.

Znaczący ujemny trend liczby dni z pokrywą śnieżną wystąpił zimą w Warszawie. Zmiany liczby dni z pokrywą śnieżną wynosiły od 0,46 dnia/rok w Krakowie i 0,57 dnia/rok w Warszawie w styczniu do 0,09 dnia/rok w Krakowie w lutym i 0,03 dnia/rok w Warszawie w kwietniu. Największe zmniejszenie grubości pokrywy śnieżnej wystąpiło w styczniu -0,22 cm/rok (w Warszawie i Krakowie), a najmniejsze w listopadzie:

-0,07 cm/rok w Krakowie i -0,04 cm/rok w Warszawie. Skrócenie czasu trwania pokrywy śnieżnej oraz redukcja jej grubości były, zatem większe w środkowej Polsce niż na południu kraju.

W listopadzie stwierdzono dodatnią tendencję zmian liczby dni z opadem śnieżnym oraz z pokrywą śnieżną, natomiast grubość pokrywy śnieżnej uległa zmniejszeniu.

Nasilenie Oscylacji Północnego Atlantyku powoduje zmniejszenie liczby dni z opadem śnieżnym, dni z pokrywą śnieżną oraz jej grubości. Jedyne w kwietniu wzrost wskaźnika *NAO* powoduje wzrost grubości pokrywy śnieżnej. Wskaźnikiem, który opiera się na najdłuższym okresie obserwacji instrumentalnych (od 1821 roku) jest wskaźnik Jonesa, który stanowi różnicę ciśnienia atmosferycznego między Gibraltarem a SW Islandią. W niniejszej pracy do badań nad pokrywą śnieżną przyjęto wskaźnik Jonesa. Jak już wcześniej wspomniano Oscylacja Północnego Atlantyku to współdziałanie powiązanych ze sobą dwóch centrów aktywności atmosfery, Nizu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego. Pomiędzy tymi dwoma centrami dochodzi do ciągłych zmian. W okresie, w którym ciśnienie w Nizu Islandzkim maleje, wzrasta natomiast ciśnienie w Wyżu Azorskim i odwrotnie, kiedy wzrasta ciśnienie w Nizu Islandzkim maleje ciśnienie w Wyżu Azorskim; te przemienne zmiany nazwano oscylacjami.

Związki liczby dni z opadem śnieżnym oraz charakterystyk pokrywy śnieżnej z *NAO* są znaczące przede wszystkim w okresie klimatologicznej zimy (XII-II).

Określono też zależność pokrywy śnieżnej od typów cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein.

Na wzrost liczby dni z opadem śnieżnym znacząco wpływa typ CB oraz typ D w styczniu, F w lutym, E_0 w styczniu, lutym i maju oraz X w październiku. Natomiast jej zmniejszeniu sprzyja wzrost częstości typów E_1 oraz D w grudniu, B i D_2C w styczniu, G w marcu, F w kwietniu, C_2D w październiku.

Zmniejszeniu liczby dni z pokrywą śnieżną oraz jej grubości sprzyjają typy A, D, C_2D oraz D_2C . Istotny wzrost liczby dni z pokrywą śnieżną i jej grubości jest związany z typem E, E_0 i E_1 .

Zimą i w okresie występowania pokrywy śnieżnej typy cyrkulacji o składowej wschodniej i północnej przyczyniają się do istotnego przyrostu liczby dni z opadem śnieżnym i z pokrywą śnieżną oraz grubości pokrywy śnieżnej. Natomiast ich zmniejszeniu sprzyjają na ogół typy o składowej zachodniej.

Siła i kierunek związku warunków śnieżnych w Warszawie i Krakowie z niektórymi typami cyrkulacji są zróżnicowane. I tak np. w Warszawie w okresie od grudnia do marca typy o składowej zachodniej wpływają na zwiększenie liczby dni z opadem śnieżnym, w Krakowie natomiast przyczyniają się do jej zmniejszenia.

Najsilniejsze związki charakterystyk pokrywy śnieżnej z typami cyrkulacji według Osuchowskiej-Klein występują w styczniu i lutym.

Tendencje zmian charakterystyk pokrywy śnieżnej w badanym okresie korespondują z tendencjami zmian typów cyrkulacji, które istotnie wpływają na ten element klimatu.

Tabela 1. Średnia liczba dni z opadem śnieżnym w Warszawie i Krakowie (1966-1995)

		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	min.	0	0	3	6	3	0	0	0	21	33
	max.	3	15	24	25	24	19	9	2	59	79
	średnia	1	7	13	14	12	9	3	0	39	59
Warszawa	min.	0	0	1	4	2	0	0	0	19	34
	max.	3	17	21	22	19	15	11	3	50	74
	średnia	0	5	10	12	10	7	3	0	32	48

Tabela 2. Tendencje zmian liczby dni z opadem śnieżnym w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (liczba dni/rok)

Miejscowość	XI	XII	I	II	III	IV	XII-II	XI-IV
Kraków	0,08	-0,07	-0,13	0,01	-0,06	0,04	-0,19	-0,15
Warszawa	0,05	-0,15	-0,02	0,04	-0,03	-0,02	-0,14	-0,17

Tabela 3. Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie (1966-1995)

Miejscowość		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	min.	0	0	1	1	0	0	0	0	10	22
	max.	1	18	31	31	28	20	3	0	90	114
	średnia	0	5	14	19	15	6	0	0	49	60
Warszawa	min.	0	0	0	0	0	0	0	0	11	15
	max.	1	19	31	31	28	25	4	1	90	124
	średnia	0	3	11	18	14	7	1	0	44	54

Tabela 4. Tendencje zmian liczby dni z pokrywą śnieżną (liczba dni/rok) w Warszawie i Krakowie (pogrubiono współczynniki istotne na poziomie 0,05)

Miasto	XI	XII	I	II	III	IV	XII-II	XI-IV
Kraków	0,02	-0,14	-0,46	-0,09	-0,18	0,02	-0,69	-0,83
Warszawa	0,09	-0,31	-0,57	-0,23	-0,24	-0,03	-1,12	-1,31

Tabela 5. Średnia (a) i maksymalna (b) grubość pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie (cm) (1966-1995)

Miasto		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	a	0	4	7	8	8	5	1	0	8	4
	b	3	13	27	30	27	22	9	0	27	
Warszawa	a	0	2	5	8	9	5	2	0	7	6
	b	3	14	25	36	49	28	13	4	28	

Tabela 6. Tendencje zmian grubości pokrywy śnieżnej (cm/rok) w Warszawie i Krakowie (1966-1995)

Miasto	XI	XII	I	II	III	IV	XII-II	XI-IV
Kraków	-0,01	-0,22	-0,22	-0,04	-0,06	0,02	-0,48	-0,60
Warszawa	-0,04	-0,12	-0,22	-0,19	-0,11	-0,10	-0,54	-0,82

Tabela 7. Współczynniki korelacji liczby dni z opadem śnieżnym ze wskaźnikiem NAO. Zależności synchroniczne (1) i z przesunięciem jednego (2), dwóch (3) i trzech (4) miesięcy (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05

Miejscowość		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	X-V
Kraków	1	-0,56	-0,23	-0,16	-0,43	-0,58	-0,29	-0,03	-0,02	-0,32	-0,18
	2	-0,16	-0,24	0,18	0,09	-0,09	-0,22	-0,04	-0,25		
	3	0,03	-0,02	0,10	0,10	0,05	-0,17	0,02	0,21		
	4	-0,17	0,25	0,17	0,35	-0,09	0,10	-0,30	-0,26		
Warszawa	1	-0,15	-0,30	-0,18	-0,24	-0,30	-0,10	-0,10	0,20	-0,18	0,05
	2	-0,17	-0,43	0,15	0,13	-0,03	-0,13	-0,10	0,18		
	3	0,10	-0,26	-0,03	0,14	0,16	-0,25	-0,06	-0,01		
	4	-0,19	0,23	0,13	0,21	0,05	0,16	-0,40	-0,12		

Tabela 8. Współczynniki korelacji liczby dni z pokrywą śnieżną ze wskaźnikiem NAO. Zależności synchroniczne (1) i z przesunięciem jednego (2), dwóch (3) i trzech (4) miesięcy (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05

Miejscowość		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	X-V
Kraków	1	-0,18	-0,43	-0,49	-0,74	-0,54	-0,34	0,25		-0,42	-0,41
	2	0,13	-0,15	0,07	-0,19	-0,33	-0,29	-0,09			
	3	0,05	-0,09	0,22	0,16	-0,03	-0,33	0,20			
	4	0,16	0,14	0,22	0,35	0,08	-0,26	-0,19			
Warszawa	1	-0,06	-0,43	-0,44	-0,79	-0,70	-0,34	0,27	0,32	-0,72	-0,44
	2	-0,07	-0,16	-0,12	-0,10	-0,37	-0,40	-0,11	0,33		
	3	0,23	-0,22	0,19	0,15	-0,16	-0,47	-0,27	-0,29		
	4	-0,29	0,13	0,11	0,29	0,07	-0,26	-0,22	0,06		

Tabela 9. Współczynniki korelacji grubości pokrywy śnieżnej ze wskaźnikiem *NAO*. Zależności synchroniczne (1) i z przesunięciem jednego (2), dwóch (3) i trzech (4) miesięcy (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05.

Miejscowość		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	X-V
Kraków	1	0,03	-0,15	-0,34	-0,59	-0,50	-0,27	0,21		-0,51	-0,45
	2	0,06	0,32	-0,05	0,09	-0,43	-0,01	0,11			
	3	0,24	0,01	0,34	0,16	-0,04	-0,37	0,08			
	4	-0,29	-0,01	0,12	0,37	0,09	-0,12	-0,17	0,06		
Warszawa	1	-0,06	-0,09	-0,33	-0,56	-0,48	-0,06	0,42	0,32	-0,56	-0,16
	2	-0,07	0,01	0,00	-0,16	-0,41	-0,39	-0,23	0,33		
	3	0,23	-0,02	0,14	0,25	-0,20	-0,24	-0,04	-0,29		
	4	0,15	0,02	0,23	0,47	0,11	-0,31	-0,05			

Tabela 10. Średnia liczba dni z typami cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein w okresie występowania pokrywy śnieżnej (1966-1995)

Typ cyrkulacji	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
A	2	2	3	3	2	3	1	0	8	16
CB	4	6	6	3	3	5	5	3	12	34
D	3	3	3	5	3	2	1	1	11	22
B	2	2	2	3	1	2	2	2	6	18
F	1	1	1	0	2	2	3	3	3	13
C ₂ D	3	2	3	3	2	2	2	2	8	19
D ₂ C	2	1	2	1	1	1	1	1	4	10
G	3	1	2	2	1	1	1	1	5	12
E ₂ C	1	1	1	1	1	1	1	1	3	9
E ₀	2	2	3	3	2	2	4	4	8	22
E	4	3	3	3	4	4	4	8	9	33
E ₁	4	3	3	5	5	5	2	2	13	28
BE	1	1	0	1	0	1	1	0	1	6
X	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

Tabela 11. Współczynniki korelacji liczby dni z opadem śnieżnym z typami cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05

Miasto	Typy	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	A	-0,20	-0,10	0,07	-0,08	-0,09	-0,30	0,07	-0,12	-0,03	-0,08
	CB	0,03	0,71	0,26	-0,08	0,20	0,24	0,54	-0,29	0,31	0,20
	D	0,17	-0,27	-0,54	0,50	-0,44	-0,23	-0,20	-0,20	-0,17	0,05
	B	0,18	-0,46	0,08	-0,52	-0,13	-0,01	-0,07	-0,15	-0,26	-0,15
	F	-0,16	-0,19	0,32	0,31	0,50	0,03	-0,37	0,13	0,23	-0,05
	C ₂ D	-0,44	-0,11	0,32	-0,35	-0,37	0,16	0,21	-0,15	-0,30	0,01
	D ₂ C	-0,22	0,01	-0,25	-0,46	-0,20	-0,09	-0,21	-0,19	-0,55	-0,29
	G	-0,05	-0,06	-0,25	-0,22	-0,03	-0,38	0,17	-0,14	0,01	0,02
	E ₂ C	0,13	-0,07	-0,03	-0,14	0,11	0,02	-0,06	-0,08	-0,23	-0,56
	E ₀	0,11	-0,01	0,15	0,68	0,53	0,23	0,10	0,47	0,40	0,08
	E	0,23	0,36	0,12	0,27	0,28	0,33	0,10	0,21	0,47	0,19
	E ₁	0,05	-0,20	-0,04	-0,13	-0,21	-0,23	-0,17	-0,19	-0,03	0,19
	BE	-0,16	-0,09	-0,20	0,02	0,01	-0,13	-0,18	0,22	0,06	0,14
	X	0,59	0,01	-0,16	0,19	-0,05	0,12	-0,24	-0,07	0,20	0,26
Warszawa	A	-0,04	-0,24	0,01	0,11	0,09	-0,08	0,08	0,13	0,19	0,32
	CB	0,20	0,29	0,45	0,11	0,44	0,47	0,55	-0,22	0,43	0,13
	D	-0,30	-0,26	-0,29	0,60	-0,16	-0,08	-0,19	-0,23	0,04	0,24
	B	-0,05	-0,21	0,33	-0,42	0,07	0,09	0,05	-0,20	-0,13	0,24
	F	-0,32	0,17	0,31	0,21	0,41	0,02	-0,31	0,26	0,29	-0,10
	C ₂ D	-0,10	-0,26	0,29	-0,34	-0,13	0,13	0,04	-0,07	-0,13	0,08
	D ₂ C	-0,31	0,00	-0,29	-0,25	-0,15	-0,09	0,03	0,03	-0,38	-0,34
	G	0,33	-0,16	-0,36	-0,29	-0,22	-0,28	0,27	-0,23	-0,18	-0,04
	E ₂ C	0,42	0,00	-0,08	-0,27	0,05	-0,09	0,00	-0,17	-0,18	-0,42
	E ₀	-0,17	0,24	0,28	0,49	0,47	0,23	-0,04	0,49	0,13	-0,04
	E	0,15	0,02	-0,24	0,18	-0,03	-0,05	-0,08	0,11	0,35	-0,16
	E ₁	0,12	0,14	-0,37	-0,21	-0,42	-0,27	-0,22	-0,23	-0,27	-0,01
	BE	0,06	0,02	-0,25	0,03	0,10	-0,04	-0,11	0,06	-0,07	0,07
	X	0,43	-0,10	-0,20	0,14	-0,05	0,27	0,10	-0,05	0,22	0,14

Tabela 12. Współczynniki korelacji liczby dni z opadem śnieżnym z liczbą dni z poszczególnymi typami cyrkulacji o składowej zachodniej (1), wschodniej (2), północnej (3), południowej (4) oraz typami o charakterze cyklonalnym (5) i antycyklonalnym (6) (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05

Miejscowość		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	1	-0,16	0,31	-0,04	-0,09	-0,30	-0,07	0,36	-0,48	-0,24	-0,19
	2	0,17	-0,08	0,18	0,33	0,38	0,17	-0,18	0,44	0,37	0,31
	3	0,31	0,73	0,41	0,45	0,54	0,55	0,59	0,26	0,69	0,43
	4	0,03	-0,52	-0,39	-0,19	-0,30	-0,38	-0,46	-0,17	-0,36	-0,17
	5	0,10	0,13	0,08	0,27	0,19	-0,02	0,18	0,09	0,23	0,08
	6	-0,05	-0,10	-0,02	-0,44	-0,19	0,04	0,07	-0,15	-0,24	-0,10
Warszawa	1	-0,10	-0,09	0,14	0,10	0,04	0,17	0,38	-0,33	0,04	0,07
	2	-0,03	0,25	-0,09	0,15	-0,01	-0,15	-0,31	0,44	0,08	-0,05
	3	0,28	0,35	0,45	0,36	0,41	0,31	0,47	0,20	0,53	-0,13
	4	-0,26	-0,06	-0,33	-0,06	-0,27	-0,27	-0,32	-0,15	-0,33	0,01
	5	-0,25	0,05	0,46	0,43	0,52	0,30	0,22	0,23	0,42	0,44
	6	0,23	-0,05	-0,41	-0,53	-0,52	-0,30	-0,02	-0,24	-0,37	-0,38

Tabela 13. Współczynniki korelacji liczby dni z pokrywą śnieżną z liczbą dni z poszczególnymi typami cyrkulacji atmosferycznej według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05.

Miasto	Typy	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	A	-0,15	-0,21	-0,23	-0,36	-0,26	-0,20	0,30		-0,40	0,02
	CB	-0,13	0,28	0,12	-0,36	0,12	-0,03	0,30		-0,12	-0,10
	D	0,13	-0,36	-0,31	-0,01	-0,46	-0,27	0,02		-0,43	-0,28
	B	-0,16	-0,24	0,07	-0,35	-0,25	0,02	0,07		-0,27	-0,17
	F	-0,12	0,21	0,08	0,13	0,46	0,13	-0,11		0,29	0,07
	C ₂ D	-0,13	-0,36	0,00	-0,54	-0,45	0,05	0,15		-0,44	-0,16
	D ₂ C	0,01	-0,11	-0,45	-0,63	-0,08	0,10	-0,09		-0,49	-0,34
	G	0,03	-0,23	0,00	0,07	-0,06	-0,32	0,07		0,12	0,19
	E ₂ C	-0,04	-0,17	-0,10	0,03	0,24	0,14	-0,17		-0,19	-0,39
	E ₀	-0,12	-0,09	0,36	0,72	0,36	0,15	0,16		0,66	0,34
	E	0,13	0,37	0,26	0,23	0,35	0,15	0,09		0,53	0,20
	E ₁	0,40	0,34	0,03	0,29	-0,03	0,02	-0,12		0,30	0,27
	BE	-0,11	0,11	0,14	0,07	0,14	-0,13	-0,06		0,19	0,20
	X	-0,06	0,05	0,06	0,07	-0,18	-0,01	-0,11		0,08	0,06
Warszawa	A	-0,15	-0,21	-0,31	-0,47	-0,40	-0,15	0,65	0,28	-0,53	-0,09
	CB	0,22	0,09	0,27	-0,47	0,03	0,02	0,09	-0,08	-0,13	-0,14
	D	-0,23	-0,24	-0,17	0,05	-0,38	-0,08	-0,08	-0,15	-0,29	-0,10
	B	0,05	-0,08	0,10	-0,36	-0,15	0,07	0,45	-0,16	-0,11	-0,06
	F	-0,12	0,32	0,22	0,15	0,52	0,07	0,08	0,24	0,26	0,10
	C ₂ D	0,10	-0,37	-0,06	-0,58	-0,50	-0,02	-0,13	0,01	-0,51	-0,27
	D ₂ C	-0,14	0,03	-0,55	-0,56	-0,25	0,02	-0,07	0,26	-0,67	-0,40
	G	0,18	-0,17	-0,22	0,00	-0,04	-0,36	-0,18	-0,13	0,01	0,05
	E ₂ C	0,10	-0,02	-0,23	-0,06	0,22	0,02	-0,38	-0,11	-0,36	-0,48
	E ₀	-0,05	0,05	0,40	0,74	0,46	0,20	0,14	0,25	0,71	0,40
	E	0,07	0,19	-0,05	0,34	0,33	0,09	0,06	-0,08	0,50	0,24
	E ₁	-0,10	0,27	0,09	0,28	0,02	-0,03	-0,35	-0,14	0,37	0,21
	BE	-0,06	0,13	0,13	0,11	0,13	0,01	-0,05	-0,06	0,26	0,19
	X	0,56	0,05	-0,03	0,23	-0,04	0,07	0,07	-0,05	0,19	0,12

Tabela 14. Współczynniki korelacji grubości pokrywy śnieżnej z liczbą dni z poszczególnymi typami cyrkulacji atmosferycznej według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05.

Miasto	Typy	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	A	0,01	-0,05	-0,07	-0,31	-0,36	-0,11	0,38		-0,31	0,13
	CB	-0,23	-0,03	0,24	-0,31	0,09	0,09	0,19		-0,12	-0,13
	D	-0,12	-0,33	-0,28	-0,10	-0,27	-0,26	-0,09		-0,31	-0,15
	B	-0,20	0,00	0,03	-0,26	-0,15	0,30	0,03		-0,18	-0,16
	F	-0,14	-0,08	0,25	0,35	0,48	0,30	0,09		0,28	0,20
	C ₂ D	0,10	0,18	-0,19	-0,48	-0,32	0,13	-0,07	0,01	-0,40	-0,06
	D ₂ C	0,16	0,02	-0,33	-0,47	-0,02	0,15	-0,18		-0,34	-0,22
	G	-0,04	0,31	0,18	0,11	-0,05	-0,14	-0,20		-0,02	0,22
	E ₂ C	0,22	-0,24	-0,08	0,00	0,15	0,06	-0,15		-0,14	-0,31
	E ₀	0,00	-0,01	0,22	0,67	0,10	0,08	0,03		0,60	0,33
	E	0,21	0,14	0,06	0,43	0,15	-0,06	-0,03		0,46	0,01
	E ₁	0,11	-0,03	0,02	0,18	0,15	-0,20	-0,18		0,25	0,12
	BE	-0,13	0,29	-0,01	0,03	0,08	-0,06	0,11		0,11	0,22
X	-0,08	-0,12	-0,18	-0,09	-0,17	0,16	-0,11		-0,15	-0,13	
Warszawa	A	-0,15	-0,10	-0,23	-0,23	-0,38	-0,10	0,72	0,28	-0,40	0,04
	CB	0,23	-0,08	0,17	-0,23	0,21	-0,18	0,05	-0,07	-0,11	-0,11
	D	0,23	-0,33	-0,01	-0,02	-0,20	0,08	0,01	-0,15	-0,16	-0,03
	B	0,05	-0,24	0,28	-0,11	-0,21	0,17	0,30	-0,16	-0,27	-0,15
	F	-0,12	0,01	0,31	0,44	0,46	0,01	0,10	0,24	0,41	0,08
	C ₂ D	0,10	0,18	-0,19	-0,48	-0,32	0,13	-0,07	0,01	-0,40	-0,06
	D ₂ C	-0,14	0,04	-0,37	-0,34	-0,19	-0,10	-0,10	0,23	-0,43	-0,24
	G	0,18	0,47	-0,10	-0,04	-0,13	-0,31	-0,17	-0,13	-0,08	0,22
	E ₂ C	0,10	-0,08	-0,17	-0,17	0,09	-0,08	-0,38	-0,11	-0,21	-0,33
	E ₀	-0,05	0,20	0,45	0,70	0,22	-0,05	0,17	0,25	0,62	0,37
	E	0,07	-0,02	-0,04	0,28	0,10	-0,21	0,09	-0,08	0,46	-0,06
	E ₁	-0,10	-0,03	-0,01	0,09	0,13	0,37	-0,28	-0,14	0,26	0,12
	BE	-0,06	0,03	0,09	-0,01	0,23	-0,10	-0,13	-0,06	0,18	0,13
X	0,56	-0,11	-0,15	-0,10	-0,07	0,23	0,10	-0,05	-0,13	-0,08	

Tabela 15. Współczynniki korelacji liczby dni z pokrywą śnieżną z liczbą dni z poszczególnymi typami cyrkulacji o składowej zachodniej (1), wschodniej (2), północnej (3), południowej (4) oraz typami o charakterze cyklonalnym (5) i antycyklonalnym (6) (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05.

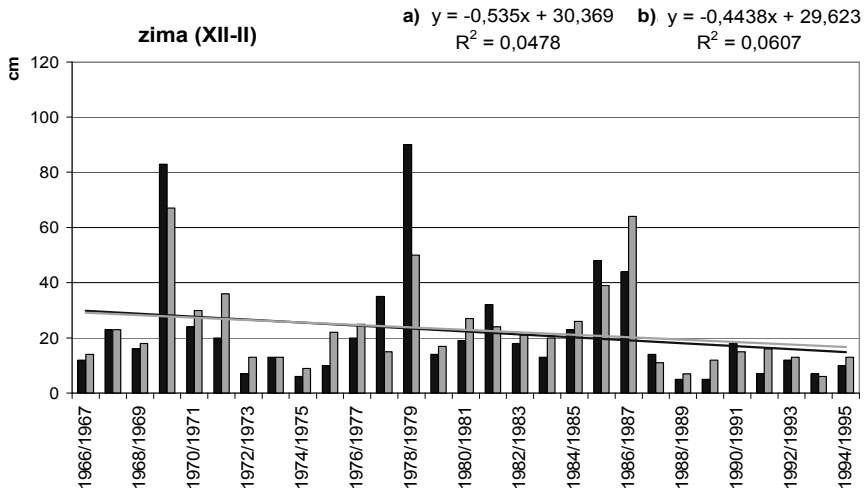
Miasto		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	1	-0,09	-0,25	-0,36	-0,55	-0,35	-0,14	0,31		-0,61	-0,49
	2	0,24	0,42	0,35	0,63	0,47	0,23	0,00		0,70	0,51
	3	-0,06	0,30	0,49	0,33	0,53	0,22	0,35		0,63	0,39
	4	0,14	0,02	-0,29	-0,14	-0,18	-0,07	-0,10		-0,20	-0,10
	5	-0,20	-0,12	0,05	-0,14	-0,04	-0,12	0,35		-0,16	-0,06
	6	0,25	0,08	-0,04	-0,11	0,03	0,14	0,01		0,05	-0,04
Warszawa	1	-0,03	-0,24	-0,31	-0,61	-0,47	-0,09	0,11	-0,03	-0,70	-0,56
	2	-0,08	0,39	0,30	0,68	0,56	0,14	-0,02	0,18	0,74	0,53
	3	0,20	0,17	0,41	0,30	0,51	0,19	0,05	0,03	0,57	0,30
	4	-0,22	0,12	-0,02	-0,06	-0,10	0,00	0,04	-0,05	-0,06	0,04
	5	-0,08	-0,12	0,32	-0,19	0,01	0,04	0,54	0,21	-0,05	0,05
	6	0,07	0,07	-0,31	-0,12	-0,02	-0,04	-0,45	-0,19	-0,11	-0,21

Tabela 16. Współczynniki korelacji grubości pokrywy śnieżnej z liczbą dni z poszczególnymi typami cyrkulacji o składowej zachodniej (1), wschodniej (2), północnej (3), południowej (4) oraz typami o charakterze cyklonalnym (5) i antycyklonalnym (6) (1966-1995). Pogrubiono współczynniki istotne statystycznie na poziomie 0,05.

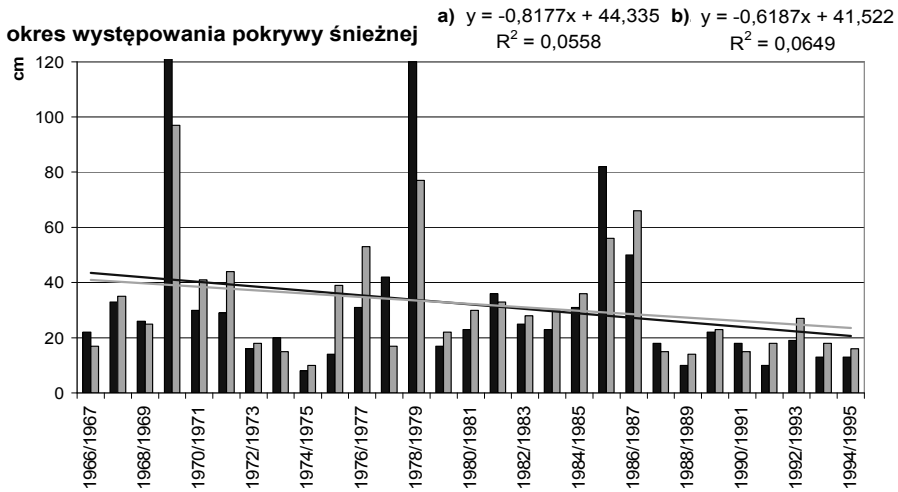
Miasto		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV
Kraków	1	0,04	-0,17	-0,10	-0,50	-0,31	0,01	0,27		-0,49	-0,33
	2	0,15	0,00	0,22	0,62	0,39	-0,07	-0,03		0,62	0,37
	3	0,10	-0,05	0,39	0,42	0,24	0,05	0,12		0,56	0,19
	4	-0,09	-0,11	-0,22	-0,18	0,10	-0,04	-0,05		-0,09	0,07
	5	-0,28	-0,26	0,15	-0,12	-0,06	0,12	0,30		-0,05	0,15
	6	0,34	0,20	-0,10	-0,01	0,06	-0,10	-0,12		0,02	-0,16
Warszawa	1	-0,03	-0,17	-0,24	-0,42	-0,28	-0,08	0,13	-0,03	-0,49	-0,33
	2	-0,08	0,04	0,29	0,52	0,39	0,11	0,05	0,18	0,65	0,34
	3	0,20	-0,02	0,40	0,36	0,29	-0,34	0,04	0,03	0,56	0,13
	4	-0,22	-0,19	-0,01	-0,07	0,05	0,37	0,00	-0,05	-0,04	0,06
	5	-0,08	-0,25	0,33	0,07	0,04	-0,04	0,52	0,21	0,00	0,25
	6	0,07	0,26	-0,30	-0,23	-0,05	0,06	-0,39	-0,19	-0,06	-0,28

Tabela 17. Tendencje zmian liczby dni z typami cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein w latach 1966-1995 [liczba dni/rok]. Pogrubiono współczynniki istotne na poziomie 0,05.

Typ cyrkulacji	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	XII-II	XI-IV	
A	-0,03	-0,06	0,09	0,14	0,02	-0,006	-0,06	-0,02	0,26	0,08	
CB	-0,05	-0,02	-0,15	0,14	0,05	0,09	-0,07	0,01	0,04	0,01	
D	0,04	-0,02	0,10	0,02	0,01	0,03	0,06	0,01	0,13	0,25	
B	0,04	-0,07	-0,12	-0,003	-0,11	-0,05	0,02	-0,03	-0,24	-0,33	
F	0,04	0,04	-0,01	-0,003	0,01	-0,03	0,02	-0,09	0,003	-0,02	
C ₂ D	-0,01	-0,001	-0,05	0,14	0,08	-0,02	-0,02	0,02	0,17	0,11	
D ₂ C	0,05	0,05	0,04	0,07	0,12	0,02	0,02	-0,03	0,22	0,34	
G	-0,06	0,05	0,01	0,04	-0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,10	
E ₂ C	0,01	0,07	0,07	0,03	-0,01	-0,04	-0,04	0,05	0,09	0,15	
E ₀	-0,07	-0,02	-0,03	-0,04	0,01	0,02	0,05	-0,05	-0,06	-0,12	
E	-0,06	-0,04	-0,01	-0,03	-0,02	-0,05	0,01	-0,07	-0,06	-0,27	
E ₁	0,11	0,04	0,04	-0,25	-0,12	0,02	0,01	0,13	-0,32	-0,01	
BE	0,06	-0,02	0,001	0,01	-0,03	0,02	0,06	0,01	-0,02	0,11	
X	-0,004	0,01	0,00	-0,05	-0,01	-0,01	0,02	0,01	-0,06	-0,03	
Typy cyrkulacji o składowej:	zachodniej	0,02	0,01	0,11	0,53	0,27	0,07	-0,12	0,04	0,09	0,88
	wschodniej	0,02	0,03	-0,003	-0,32	-0,12	-0,04	0,10	-0,08	-0,44	-0,35
	północnej	-0,17	-0,01	-0,12	0,10	0,03	0,03	-0,04	-0,05	0,01	-0,004
	południowej	0,34	0,02	0,06	-0,15	-0,12	0,002	0,20	-0,002	-0,22	-0,001



Rysunek 1. Tendencje zmian grubości pokrywy śnieżnej w Warszawie (a) i Krakowie (b) w latach 1966-1995 –zima (XII-II)



Rysunek 2. Tendencje zmian grubości pokrywy śnieżnej w Warszawie (a) i Krakowie (b) w latach 1966-1995 –okres występowania pokrywy śnieżnej (XI-IV)

5.3. Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski

5.3.1. Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970

Autor: Elżbieta DRZEWIECKA

Opiekun naukowy: Wincenty OKOŁOWICZ,

Zofia KACZOROWSKA

Do opracowania stosunków solarnych na obszarze Warszawy posłużono się szczegółowymi materiałami opublikowanymi w rocznikach PIHM: „Promieniowanie słoneczne” w latach 1961-1970 oraz danymi zawartymi w „Tablicach słonecznych dla użytku obserwatorów stacji aktynometrycznych”. Wykorzystano sumy roczne i miesięczne promieniowania całkowitego za lata 1961-1970, sumy dzienne i średnie wartości godzin za lata 1966-1970 dla Warszawy i Brwinowa. Poza tym wykorzystano sumy roczne, miesięczne, dzienne i godzinne promieniowania bezpośredniego i rozproszonego dla Warszawy oraz wartości promieniowania na górnej granicy atmosfery dla szerokości geograficznej północnej $\varphi = 52^\circ$. Przy analizie związków promieniowania z wybranymi elementami meteorologicznymi materiały czerpano z wykazów klimatologicznych z Bielan i Brwinowa, oraz z dolnych map synoptycznych z godz. 00 GMT i 12 GMT dla obszaru Polski. Dane o codziennych sumach usłonecznienia otrzymano z miesięcznych wykazów usłonecznienia. Informacje o przebiegu rocznym plam słonecznych czerpano z kwartalnika „Acta Geophysica Polonica”. Wyniki badań przedstawiono w tabelach 1-13 i na wykresach rys.1-5.

Sumy roczne promieniowania całkowitego w Warszawie i Brwinowie w latach 1961-1970

W dziesięcioleciu 1961-1970 roczne sumy promieniowania całkowitego zarówno w Warszawie jak i Brwinowie charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem i zmiennością z roku na rok, maksymalny dopływ promieniowania miał miejsce w Warszawie w 1963 roku i wynosił $92,5 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, w Brwinowie w 1969 roku i wynosił $96,0 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Minimalnym dopływem promieniowania wyróżniał się w Warszawie 1962 rok: $77,4 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, w Brwinowie 1966 rok: $90,1 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Zakres wahań sum rocznych za okres dziesięciolecia wynosił w Warszawie $15,1 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, w Brwinowie $15,9 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Roczne sumy promieniowania w Warszawie w ostatnich latach wykazują tendencję spadkową. Średnia roczna suma promieniowania obliczona z 10 lat wynosiła w Warszawie $83 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, w tym średnia za pięciolecie 1961-1965: $84 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, a za pięciolecie 1966-1970: $82 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Wyraźny spadek sum promieniowania w Warszawie zaznacza się od 1964 roku. Podobnie, znacznie niższe wartości od średniej wieloletniej wykazuje większość stacji aktynometrycznych w Polsce. Być może, wpłynęła na to mała aktywność Słońca w omawianym okresie. Na podstawie dostępnych publikacji poświęconych zagadnieniom związanym z zaobserwowanym i przedstawianym przebiegiem aktywności Słońca można wysunąć wniosek, że jesteśmy w cyklu wyraźnie zmniejszonej jego aktywności. W ciągu ostatnich trzydziestu lat bieżącego stulecia spodziewany jest dalszy spadek aktywności słonecznej, osiągając po 1980 roku poziom nienotowany od okresu,

w którym rozpoczęto systematyczne obserwacje plam słonecznych, czyli od 1749 roku.

Poza teorią podkreślającą determinujący wpływ plam słonecznych na dopływ promieniowania do powierzchni Ziemi są tezy, że ogólne osłabienie promieniowania całkowitego wiąże się z osłabieniem dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego wskutek zapylenia atmosfery, powstałego z powodu wybuchu wulkanu Mt. Agung na wyspie Bali w marcu 1963 roku, które to osłabienia zaobserwowali na Antarktydzie Flowers i Viebrock. Przeciwny w stosunku do powyższego sąd wyraża Kondratiew, twierdząc, że zmniejszonemu dopływowi promieniowania bezpośredniego towarzyszy wzrost promieniowania rozproszonego i w związku z tym wahania promieniowania całkowitego nie są tak wielkie, jak by można sądzić po wahaniami składowych. Ponieważ większość stacji aktynometrycznych w Polsce wykazuje tendencje do spadku sum rocznych promieniowania, wobec tego Brwinów położony zaledwie 20 km na SW od Warszawy powinien być potwierdzeniem powyższych zmian, tymczasem mamy do czynienia z sytuacją odwrotną. Średnia roczna wartość promieniowania za lata 1961-1970 wynosiła w Brwinowie $87,0 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, za pięciolecie 1961-1965: $86 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, za pięciolecie 1966-1970 już $88 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Sumy promieniowania całkowitego w dziesięcioleciu były wyższe w Brwinowie w porównaniu z Warszawą. Wyjątek stanowił 1963 i 1965 rok, kiedy to sumy w Warszawie były nieco wyższe ($1-1,5 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$) niż w Brwinowie. Największe zróżnicowanie pomiędzy omawianymi stacjami zaznaczyło się w 1968 roku – $10 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$ i w 1969 roku – $9 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$. Drugie pięciolecie 1966-1970 w porównaniu z pierwszym 1961-1965 wykazało zwiększone różnice między promieniowaniem Brwinowa i Warszawy. Zestawienie to jest ilustracją pogłębiających się w rozpatrywanym okresie różnic w dopływie energii słonecznej na niekorzyść Warszawy. Średnia różnica między obu stacjami w latach 1961-1965 wynosiła $2,1 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$, a w pięcioleciu następnym $5,9 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$ na korzyść Brwinowa. Powodem powyżej opisanego stanu, poza warunkami ściśle lokalnymi, być może, był wzrost zanieczyszczenia atmosfery na skutek uprzemysłowienia stolicy i dynamicznego rozwoju gospodarki komunalnej.

Sumy miesięczne promieniowania na górnej granicy atmosfery

Przy analizie klimatu solarnego danej miejscowości należy zwrócić uwagę również na dopływ promieniowania do górnej granicy atmosfery. Sumy miesięczne promieniowania górnej granicy atmosfery dla szerokości geograficznej 52° wahały się od około $5 \text{ kcal cm}^{-2}\text{m-c}^{-1}$ w grudniu do ponad $30 \text{ kcal cm}^{-2}\text{m-c}^{-1}$ w czerwcu. Sumy roczne przewyższały nieco $200 \text{ kcal cm}^{-2}\text{rok}^{-1}$ („Tablice słoneczne na rok 1969”). Średnio rocznie Warszawa otrzymuje 34,10%, Brwinów 37,3% promieniowania dochodzącego do górnej granicy atmosfery. W przebiegu rocznym tylko w Brwinowie, w czerwcu suma przekracza 50% (50,7%).

Sumy dzienne promieniowania całkowitego

Analizę przebiegu sum dziennych promieniowania całkowitego oparto na rzeczywistych sumach dziennych z okresu 1966-1970; średnich dziennych sumach na granicy atmosfery. W Warszawie uwzględniono również sumy promieniowania rozproszonego i bezpośredniego. Zróżnicowanie średnich sum dziennych promieniowania kolejnych dni w roku w pięcioleciu (1966-1970) było niewiele mniejsze od zróżnicowania wartości

rzeczywistych. Rzeczywiste sumy zmieniały się w Warszawie od 1 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (28.X.1966) do 741 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (1.VIII.1966), zaś średnie sumy od 13 (6.XIII) do 658 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (19.VI) w Warszawie, odpowiednio w Brwinowie – sumy rzeczywiste od 4 (6 i 19.XII.1966, 25.XI.1969) do 766 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (1.VI.1967), średnie od 19 (6.XII) do 646 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (19.VI). W Brwinowie było więc większe zróżnicowanie rzeczywistych sum dziennych, ale mniejsze średnich sum dziennych w porównaniu z Warszawą. Ponadto pomimo, że absolutne wartości ekstremalne w poszczególnych latach badanego pięciolecia przypadały na obu stacjach na różne dni w roku, to skrajne wartości średnie przypadały na te same dni w roku, tzn. na: 6.XII. i 19.VI., przy czym: 19.VI. deklinacja = $23^{\circ}4$, równanie czasu zmieniało się od 0 do 1h; 6.XII. deklinacja = $-22^{\circ},5$, równanie czasu – 9. Średnie miesięczne dzienne sumy promieniowania dla miesięcy wahały się od 29 (XII) do 487 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (VI) w Warszawie i od 36 (XII) do 506 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (VI) w Brwinowie. W przebiegu rocznym różnice między rozpatrywanymi stacjami zaznaczyły się najwyraźniej w maju i wrześniu (odpowiednio o 28,9 i 26,1 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ na korzyść Brwinowa), najslabiej w sierpniu (tylko o 0,1 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$).

Ekstremalne sumy dzienne promieniowania

Przy określaniu maksymalnych sum dziennych promieniowania uwzględniono: najwyższe sumy, jakie wystąpiły w poszczególnych miesiącach i latach od 1966 do 1970 roku, najwyższe sumy w przebiegu rocznym w okresie 1966-1970 (sumy promieniowania ≥ 700 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Omawiając minimalne sumy promieniowania ograniczono się do sum ≤ 5 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Sumy dzienne promieniowania odznaczały się dużym zróżnicowaniem z dnia na dzień. Najwyższe sumy dzienne w przebiegu rocznym były powtórzeniem (przy zmniejszonych wartościach) przebiegu rocznego promieniowania na górnej granicy atmosfery. Sumy te w miesiącach letnich przypadały na dni o niewielkim stopniu zachmurzenia (śr. do 2,0), w miesiącach zimowych i na dni chmurne (zwłaszcza 5,0). Maksymalne sumy dzienne nie przekraczały w grudniu 80 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ w Warszawie i 90 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ w Brwinowie oraz w czerwcu 730 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ w Warszawie i 740 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ w Brwinowie. Wynika z tego, że miesięczna amplituda sum najwyższych była na obu stacjach taka sama, lub przynajmniej zbliżona. W związku z tym, że Brwinów otrzymywał większe sumy promieniowania, aniżeli Warszawa, udział maksymalnych sum dziennych Brwinowa w stosunku do promieniowania na górnej granicy atmosfery był większy, zmieniając się od 31,5% (I) do 74,1 (VII) w Warszawie i od 53,2% (I) do 76,6 (VII) w Brwinowie. Ciekawie przedstawia się zestawienie dwóch różnic: między maksymalnymi wartościami rzeczywistego promieniowania oraz w tych samych dniach różnicy pomiędzy promieniowaniem górnej granicy atmosfery. Okazuje się, że różnice na górnej granicy atmosfery są większe, a zatem wydaje się, że atmosfera wpływa łagodząco na wahania maksymalnych sum promieniowania. Zanotowane w pięcioleciu 1966-1970 maksymalne sumy promieniowania (≥ 700 cal $\text{cm}^{-2}\text{d}^{-1}$) wystąpiły w dniach o podanej niżej wielkości i rodzaju zachmurzenia.

Podsumowanie

Średni stosunek rocznych sum promieniowania całkowitego do promieniowania docierającego do górnej granicy atmosfery wynosił w: Warszawie 34,1%, Brwinowie 37,2%.

Sumy roczne promieniowania całkowitego za okres dziesięciolecia wahały się: w Warszawie od 77 do 92 kcal cm²rok⁻¹, w Brwinowie od 82 do 96 kcal cm²rok⁻¹. Sumy promieniowania całkowitego za półrocze letnie stanowiły: w Warszawie 81,2%, w Brwinowie 80,0% promieniowania rocznego. Najwyższe sumy sezonowe występowały na obu stacjach w okresie lata, sumy dzienne – zawsze w II dekadzie czerwca. Najniższe sumy sezonowe przypadły na zimę, sumy dzienne na grudzień, chociaż bezwzględnie najniższą wartość zanotowano: w Warszawie w październiku, w Brwinowie w listopadzie. Zróżnicowanie sum dziennych promieniowania całkowitego na obu stacjach było podobne, przy stałe wyższych sumach w Brwinowie. Sumy popołudniowe promieniowania zarówno w Warszawie jak i w Brwinowie przeważały w I połowie roku, a przedpołudniowe w II jego połowie. Udział promieniowania rozproszonego w całkowitym był największy w miesiącach zimowych, najmniejszy w okresie lata. Przyczyną tego stanu rzeczy poza wysokością Słońca była przewaga zachmurzenia warstwowego. Większą liczbę godzin ze Słońcem wyróżniała się Warszawa aniżeli Brwinów (1627 godz. i 1518 godz.). Wyższym stopniem pokrycia nieba przez chmury odznaczała się Warszawa. W lipcu 1969 roku występowała duża zależność sum promieniowania od określonej sytuacji barycznej warunkującej napływ przeważających mas powietrza oraz dany stopień zachmurzenia. Zebrany w pracy materiał, dotyczący dwóch stacji aktynometrycznych, w zasadzie charakteryzuje warunki solarne Warszawy jako dużego ośrodka miejskiego w porównaniu z Brwinowem, reprezentatywnym dla warunków pozamiejskich. Stosunkowo bliskie położenie obu stacji, oraz podobna wysokość n.p.m w zasadzie powinny sprzyjać wykazaniu różnic w dopływie promieniowania, spowodowanych większym zanieczyszczeniem atmosfery nad Warszawą. Spodziewane zróżnicowanie między obu stacjami stwierdzono. Uwydatnił się więc wpływ warunków środowiskowych urbanizacji i uprzemysłowienia (przy większym usłonecznieniu mniejszy dopływ promieniowania w Warszawie). Wydaje się jednak, że różnice zarysowałyby się jeszcze wyraźniej, gdyby obie stacje przeprowadzały pomiary na tej samej wysokości nad powierzchnią topograficzną. Tymczasem Warszawa prowadzi pomiary na wysokości 30 m, Brwinów około 10 m. Należy przypuszczać, że obniżenie wysokości, na której robi się pomiary w Warszawie do wysokości, na której są one przeprowadzane w Brwinowie, zaakcentowałoby korzystniejsze warunki tego ostatniego. Na obydwu stacjach zdarzały się w poszczególnych latach wartości bardzo podobne, ale średnie dziesięcioletnie wykazywały wyraźną przewagę sum promieniowania w Brwinowie. Zaobserwowane na obu stacjach duże zróżnicowanie sum dziennych (przy podobnej wielkości tego zróżnicowania) wywołane było nie tylko czynnikami geograficznymi, ale również dobowymi zmianami zachmurzenia, uzależnionego z kolei od ogólnej cyrkulacji. Można to było prześledzić, zwłaszcza w dniach, w których rola czynników astronomicznych była identyczna (podobne maksymalne wysokości Słońca, długość dnia).

Tabela 1. Różnice rocznych sum promieniowania całkowitego między Warszawą i Brwinowem

Rok	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
kcal cm ⁻² rok ⁻¹	-4,2	-5,0	+1,5	-2,4	-0,6	+1,2	-3,6	-10,0	-9,0	-8,0

Tabela 2. Sumy promieniowania całkowitego na stacjach aktywnościowych w Warszawie i Brwinowie (Q_{sr}) i promieniowania na górnej granicy atmosfery (Q_{atm}) oraz ich stosunek Q_{sr}/Q_{atm} (%)

	Warszawa			Brwinów		
	Q_{atm}	Q_{sr}	Q_{sr}/Q_{atm} %	Q_{atm}	Q_{sr}	Q_{sr}/Q_{atm} %
I	6007	1315	21,9	6007	1653	27,5
II	9123	2317	25,4	9123	2718	28,7
III	16340	5613	34,3	16340	6042	37
IV	22434	7977	35,6	22434	8665	38,6
V	28548	11679	41	28548	12573	44,4
VI	30002	14675	48,9	30002	15214	50,7
VII	29793	13284	44,5	29793	13808	46,5
VIII	25271	11699	45,3	25271	11978	47,4
IX	18329	7464	40,7	18329	8214	44,8
X	12319	3955	32,1	12319	4349	35,3
XI	6902	1370	20	6902	1611	23,3
XII	4895	896	18,1	4895	1118	22,8

Tabela 3. Zróżnicowanie średnich dziennych sum promieniowania całkowitego (cal cm⁻²d⁻¹) w Warszawie i w Brwinowie wraz z wielkością zachmurzenia (N)

	Warszawa				Brwinów				Różnica: $Q_W - Q_B$		
	Q_{max}	Q_{min}	ΔQ	N	Q_{max}	Q_{min}	ΔQ	N	ΔQ_{max}	ΔQ_{min}	N
XII	59	13	46	8,3	71	19	52	7,4	-12	-6	0,9
I	65	26	39	7,9	80	32	58	7,7	-15	-6	0,2
II	125	32	93	8,1	136	41	95	7,7	-11	-9	0,4
III	335	105	230	7,0	290	103	187	6,4	45	2	0,6
IV	393	128	265	6,5	403	133	270	6,3	-10	-5	0,2
V	481	147	334	6,1	560	173	387	6,0	-79	-25	0,1
VI	658	239	419	5,7	646	252	394	5,0	12	-13	0,7
VII	574	263	311	5,9	597	315	282	5,5	-23	-52	0,4
VIII	519	223	296	5,2	552	217	335	5,1	-33	6	0,1
IX	370	139	231	6,4	444	177	267	5,1	-74	-38	1,3
X	196	71	125	6,4	193	55	138	6,2	3	16	0,2
XI	88	25	63	7,9	87	23	64	7,7	1	1	0,2

Tabela 4. Udział promieniowania bezpośredniego i rozproszonego w całkowitym ($\text{cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$) w poszczególnych porach roku w Warszawie.

Pory roku	Całkowite	Bezpośrednie	Rozproszone
Wiosna	823,6	418,7	404,9
	100 %	51 %	49%
Lato	12916	7589	5327
	100%	60%	40%
Jesień	422,9	212,2	210,7
	100%	50%	50%
Zima	153,6	44,4	109,2
	100%	29%	71%

Tabela 5a. Sumy miesięczne i roczne promieniowania całkowitego (cal cm^{-2}) w Warszawie w latach 1961-1970 (I-VI)

	I	II	III	IV	V	VI
1961	1689	3421	5096	10752	11052	14017
1962	1437	2174	5764	8343	9481	13416
1963	2349	2939	7180	10189	14449	15120
1964	1730	3349	5087	8972	13742	15610
1965	1186	3170	6233	7255	9507	13038
1966	1257	2536	4903	8176	10689	15125
1967	1548	2373	5276	6959	12631	13169
1968	1018	1982	6522	9391	10655	13984
1969	1496	2307	6611	8643	12682	15015
1970	1258	2391	4753	6716	11736	15693
1961-1965	1678	2753	5872	9102	11646	14240
1966-1970	1315	2317	5613	7977	11679	14675
1961-1970	1497	2536	5742	8540	11662	14458

Tabela 5b. Sumy miesięczne i roczne promieniowania całkowitego (cal cm^{-2}) w Warszawie w latach 1961-1970 (VII-XII)

	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1961	11879	10343	8523	4623	1352	1231	82687
1962	13257	9916	6991	4351	1166	1107	77403
1963	16376	10842	6968	3280	1541	1233	92466
1964	14506	10245	8155	4790	1266	912	88367
1965	13021	10918	8144	4811	1550	919	79752
1966	13275	12480	7111	3933	1050	833	81368
1967	13716	11516	7392	4720	2013	953	82226
1968	12538	12875	6234	3323	1143	993	80658
1969	14245	10242	8667	4519	1540	1068	87015
1970	12645	11414	7918	3279	1104	633	79540
1961-1965	13808	10453	7756	4371	1375	1080	84135
1966-1970	13284	11699	7464	3955	1370	896	82164
1961-1970	13546	11076	7610	4163	1372	988	83148

Tabela 6a. Sumy miesięczne i roczne promieniowania całkowitego (cal cm⁻²) w Brwinowie w latach 1961-1970 (I-VI)

	I	II	III	IV	V	VI
1961	(1797)	2489	(5568)	(11240)	11069	14634
1962	1738	2645	6810	8910	9116	13980
1963	2463	3125	7226	9421	13059	14059
1964	1992	(4031)	5307	9731	13598	14463
1965	(1599)	3540	6098	(7550)	(10145)	12712
1966	1692	2581	4795	8367	10899	14810
1967	1712	2611	5440	6493	12722	14126
1968	1419	2398	7095	10829	11683	(15057)
1969	1864	2825	7193	10105	14010	16009
1970	1580	3173	5687	7529	13553	16069
1961-1965	1918	3166	6202	9371	11397	13970
1966-1970	1653	2718	6042	8665	12573	15214
1961-1970	1786	2942	6122	9018	11985	14592

Tabela 6b. Sumy miesięczne i roczne promieniowania całkowitego (cal cm⁻²) w Brwinowie w latach 1961-1970 (VII-XII i rok)

	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1961	11852	10138	8508	4845	1374	1351	(86865)
1962	14785	10289	6936	4576	1305	1282	82382
1963	16584	11126	7045	3838	1603	1335	90946
1964	14144	10983	8834	4702	1238	1738	(90761)
1965	12420	(10781)	8251	4512	(1822)	941	(80371)
1966	11539	11510	7277	4083	1470	1092	80115
1967	15573	10796	7618	5352	2154	1195	85792
1968	(13570)	(14384)	7795	3958	1329	1099	90616
1969	15449	10818	9926	4924	1625	1220	95968
1970	13177	12380	8454	3426	1477	986	87488
1961-1965	13957	10675	7915	4495	1468	1329	86267
1966-1970	13808	11970	8214	4349	1611	1118	87996
1961-1970	13910	11326	8064	4422	1540	1224	87103

Tabela 7. Sumy promieniowania całkowitego (kcal cm⁻²) w poszczególnych porach roku w Warszawie i Brwinowie w latach 1966-1970

Stacje	ZIMA XII-II		WIOSNA III-V		LATO VI-VIII		JESIEŃ IX-XI		ROK I-XII	
	Warsz.	Brwi..	Warsz.	Brwi.	Warsz.	Brwi.	Warsz.	Brwi.	Warsz.	Brwi.
1966	4,7	5,2	23,8	24,1	40,9	37,9	12,1	12,8	81,5	80,0
1967	4,7	5,4	24,9	24,6	38,4	40,5	14,1	15,2	82,1	85,7
1968	4,0	5,0	26,6	29,6	39,4	43,1	10,6	13,1	80,6	90,8
1969	4,8	5,8	27,9	31,3	39,4	42,2	14,7	17,6	86,8	96,9
1970	4,8	6,0	23,2	26,8	39,7	41,7	12,3	13,4	80,0	87,9
1966-1970	4,6	5,5	25,3	27,3	39,6	41,0	12,7	14,4	82,2	88,3

Tabela 8. Miesięczne i roczne sumy promieniowania rozproszonego (cal cm⁻²) w Warszawie w latach 1966-1970

	1966	1967	1968	1969	1970	1966-1970
I	1023	1140	808	841	915	945,4
II	1774	1578	1352	1682	1834	1645,4
III	3391	3059	3025	2745	3115	3067,4
IV	4136	4008	4288	3648	4555	4123
V	3994	4658	5862	5416	6611	5290,2
VI	4847	5764	4748	5931	6542	5566,4
VII	5298	5789	5655	5390	6895	5805,4
VIII	4714	5215	5318	3938	5499	4936,8
IX	2886	4106	2752	3159	3913	2625,2
X	1696	2361	2068	2135	2324	2116,8
XI	725	1214	643	1063	813	8981,6
XII	622	676	594	742	526	631,6
Rok	35106	39658	37113	36742	43144	38352,6

Tabela 9. Miesięczne i roczne sumy promieniowania bezpośredniego padającego na powierzchnię poziomą (cal cm⁻²) w Warszawie w latach 1966-1970

	1966	1967	1968	1969	1970	1966-1970
I	234	408	210	655	343	370
II	762	795	630	618	557	672,4
III	1512	2217	3497	3876	1636	2547,6
IV	4040	2951	5103	4995	2161	385
V	6695	7973	4795	7266	5525	645,1
VI	10278	7405	9236	9084	9151	9120,8
VII	7977	7927	6883	8855	5750	7478,4
VIII	7766	6301	7557	6229	5915	6753,6
IX	4225	3286	3482	5508	4005	4101,2
X	2237	2359	1255	2384	955	1836
XI	325	799	500	477	251	470,4
XII	211	277	399	326	101	262,8
rok	46262	42698	43545	50272	36396	43834,8

Tabela 10. Średnie wartości godzinne promieniowania całkowitego (cal cm⁻²) w Warszawie w latach 1966-1970

godz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
4						0,1	0,1					
5				0	1	2,9	1,4	0,2				
6			0	1,3	5,7	9,6	6,2	3	0,4			
7			1,1	6,1	13,3	18,6	14,2	11	3,9	0,5		
8	0	0,6	5,3	13,5	21,8	28,7	23,2	20	11,3	3,8	0,4	
9	0,8	3,7	11,9	21,3	30,1	37,9	33	29	19,1	9,1	2,4	0,6
10	3,5	7,5	18,5	28	37,3	46,3	40,1	39	26,6	13,9	5,2	2,6
11	6,6	11,3	22,7	31,2	42,5	51,9	46,1	44	32,9	18,3	7,9	5,1
12	8,6	13,9	25,7	33,2	43,2	52,6	47,4	46	33,3	20,7	9	6,6
13	9,2	14,3	26,4	32,8	42	51,5	45,8	46	34,6	20,2	8,6	6,3
14	7,5	13,1	24,6	30,8	40,8	50,4	44,7	41	30,5	18,4	6,6	4,7
15	4,6	10,2	20,4	26	34,9	44	39,4	36	23,9	13,2	3,8	2,5
16	1,5	5,8	14,7	20,5	27,6	36,2	33,6	29	17,4	7,3	1,3	0,6
17	0,1	1,9	7,4	13,4	19,5	27,1	25,6	20	9,6	2,1	0,1	
18		0,1	2	6,3	12	17,3	16,7	11	3,1	0,1		
19			0,1	1,3	4,6	9,1	7,8	3,7	0,2			
20				0	0,8	2,6	2	0,3				
21						0,1	0,1					

Tabela 11. Średnie wartości godzinne promieniowania całkowitego (cal cm⁻²) w Brwinowie w latach 1966-1970

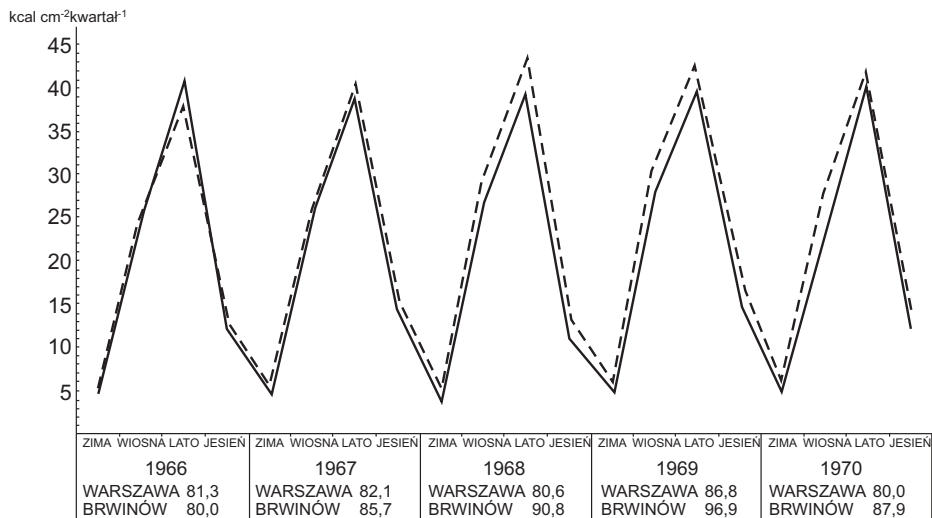
godz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
4					0	0,1	0					
5				0	1,1	3	1,6	0,1				
6			0	1,2	7,9	10,2	7,7	2,8	0,3			
7			1,1	6,7	12	19,4	16	10	3,7	0,5		
8	0	0,7	5,6	15	24	29,3	25	20	12	4	0,5	0
9	1	4,1	12,6	23	35	42,3	34	30	21	9,7	2,8	0,8
10	4,2	8,4	19,3	29	40	46,4	42	38	31	15,4	6,2	3,3
11	7,9	13	24,7	34	43	52,1	46	44	35	20,1	8,8	7,8
12	10,6	16	28,6	26	46	53,5	48	46	37	22,6	10	7,7
13	11,2	17	28,9	35	46	51,4	47	46	38	22	10	7,8
14	9,5	17	25,8	32	42	51,3	45	43	33	19,4	8,2	6,2
15	6,2	12	21,3	29	38	48	41	38	2	15,1	5,2	3,6
16	2,5	7,3	15,4	23	29	39,8	34	31	20	8,5	1,9	0,9
17	0,2	2,6	9	16	22	29,6	29	21	12	2,6	0,1	
18		0,6	2,5	8,1	13	19,9	19	14	4	0,1		
19			0,1	1,9	5,8	10,6	9,8	0,4	0,3			
20				0	1,1	2,8	2,7					
21					0	0,2	0,1					

Tabela 12. Średnie wartości godzinne promieniowania rozproszonego (cal cm⁻²) w Warszawie w latach 1966-1970

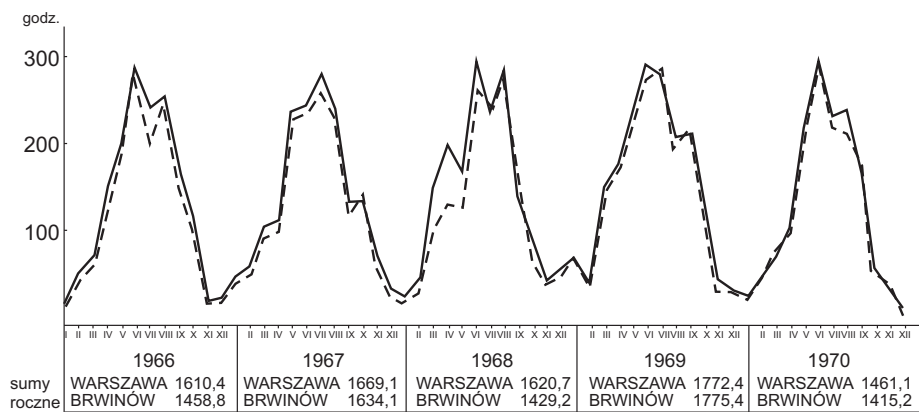
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
4						0,1	0,0					
5				0,0	0,8	1,8	1,0	0,2				
6			0,0	1,0	3,4	4,7	3,6	2,0	0,3			
7			0,8	3,8	6,7	7,9	7,1	5,4	2,5	0,4		
8	0,0	0,5	3,6	7,6	10,2	10,9	10,5	8,6	5,8	2,5	0,3	
9	0,7	2,7	7,3	11,1	13,1	13,4	13,4	11,2	9,1	5,5	1,8	0,5
10	2,8	5,5	10,3	14,1	15,7	15,5	16,5	14,6	11,3	8,0	3,6	2,0
11	4,7	8,1	12,1	15,5	17,9	17,6	18,9	17,1	13,2	9,5	5,1	3,1
12	5,9	9,7	13,6	15,8	17,7	18,9	19,2	18,2	14,3	10,2	5,5	4,3
13	6,2	10,0	13,6	16,1	17,8	19,2	19,9	18,2	14,6	10,3	5,3	4,4
14	5,2	8,9	12,8	15,0	17,4	18,3	18,8	17,4	13,7	9,3	4,3	3,3
15	3,5	7,0	10,4	13,4	15,3	16,9	17,3	15,4	11,3	6,9	2,5	1,9
16	1,3	4,4	8,1	11,1	12,6	14,0	15,2	13,0	8,5	3,9	1,0	0,5
17	0,1	1,6	4,5	7,7	9,7	11,4	11,7	9,6	5,1	1,4	0,1	
18		0,1	1,5	4,2	6,8	8,1	8,0	5,9	2,0	0,1		
19			0,1	1,1	3,0	4,7	4,4	2,4	0,2			
20					0,0	0,8	1,8	1,5	0,3			
21							0,1	0,1				

Tabela 13. Średnie wartości godzinne promieniowania bezpośredniego (cal cm⁻²) w Warszawie latach 1966-1970

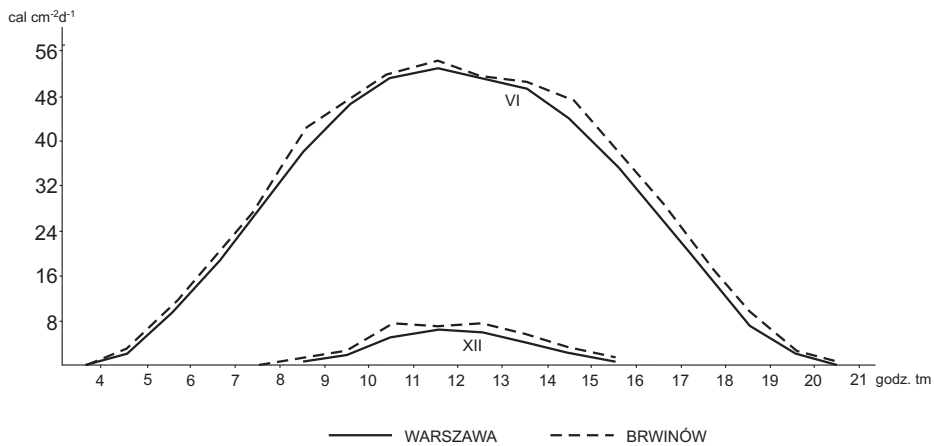
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
4						0	0					
5					0,2	1,1	0,4	0				
6				0,3	2,3	4,9	2,6	1	0,1			
7			0,3	2,3	6,6	10,7	7,1	5,1	1,4	0,1		
8		0,1	1,7	5,9	11,6	17,8	12,7	10,9	5,5	1,3	0,1	
9	0,1	0,9	4,6	10,2	17	24	19,6	17,9	10	3,6	0,6	0,1
10	0,7	2	8,2	13,9	21,6	30,8	23,6	24	15,3	5,9	1,6	0,6
11	1,9	3,2	10,6	15,7	24,6	34,3	27,2	27,2	19,7	8,8	2,8	2
12	2,7	4,2	12,1	17,4	25,5	33,7	28,2	27,7	19	10,5	3,5	2,3
13	3	4,3	12,8	16,7	24,2	32,3	25,9	27,4	20	9,9	3,3	1,9
14	2,3	4,2	11,8	15,8	23,4	32,1	25,8	23,5	16,8	9,1	2,3	1,4
15	1,1	3,2	10	12,6	19,6	27,1	22,1	20,4	12,6	6,3	1,4	0,6
16	0,2	1,4	6,6	9,4	15	22,2	18,4	16	8,9	3,4	0,3	0,1
17		0,3	2,9	5,7	9,8	15,7	13,9	10,4	4,5	0,7		
18			0,5	2,1	5,2	9,2	8,7	5	1,1	0		
19				0,2	1,6	4,4	3,4	1,3	0			
20					0,1	0,8	0,6	0				
21							0					



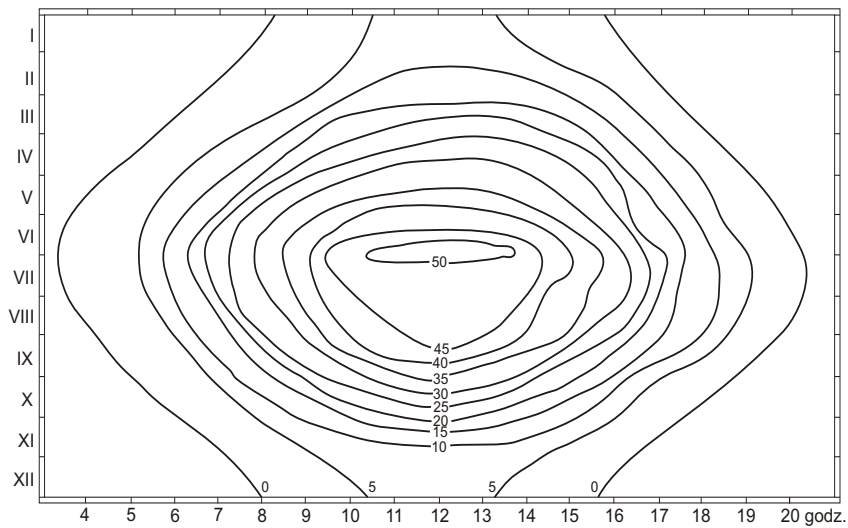
Rysunek 1. Przebieg sum promieniowania całkowitego (kcal cm^{-2}) według pór roku w Warszawie i Brwinowie



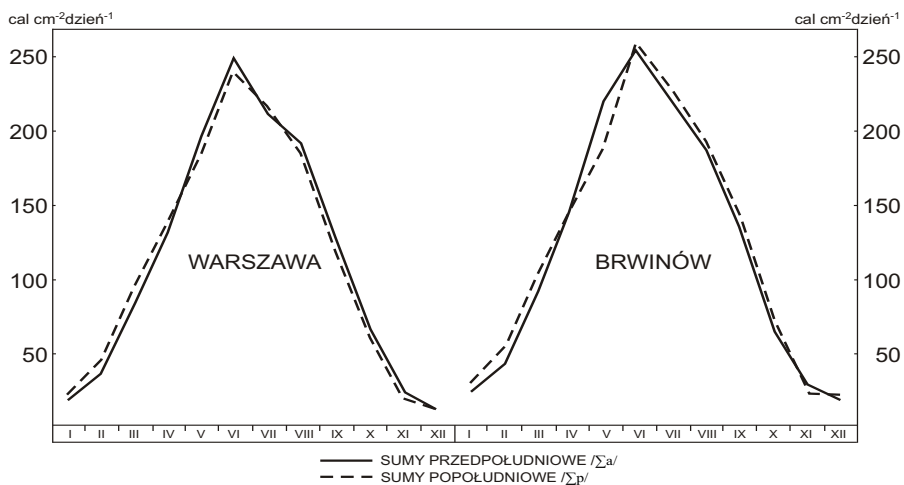
Rysunek 2. Przebieg miesięcznych sum usłonecznienia w Warszawie i Brwinowie w latach 1966-1970



Rysunek 3. Przebieg dzienny promieniowania całkowitego w Warszawie i Brwinowie w latach 1966-1970



Rysunek 4. Izoplety promieniowania całkowitego w Warszawie w cal cm⁻² godz⁻¹ w latach 1966-1970



dane w 96	WARSZAWA		BRWINÓW		dane w 96	WARSZAWA		BRWINÓW	
	$\Sigma a / \Sigma d$	$\Sigma p / \Sigma d$	$\Sigma a / \Sigma d$	$\Sigma p / \Sigma d$		$\Sigma a / \Sigma d$	$\Sigma p / \Sigma d$	$\Sigma a / \Sigma d$	$\Sigma p / \Sigma d$
I	46,0	54,0	44,3	55,7	VIII	50,6	49,4	50,5	49,5
II	44,7	55,3	43,8	57,2	IX	52,0	48,0	51,1	48,9
III	47,0	53,0	47,2	52,8	X	52,0	48,0	51,6	48,4
IV	49,4	50,6	49,8	50,2	XI	54,8	45,2	52,7	47,3
V	51,7	48,3	53,7	46,3	XII	51,2	48,8	48,5	51,5
VI	51,2	48,8	49,8	50,2	ROK	50,1	49,9	50,1	49,5
VII	49,4	50,6	49,1	50,9					

Rysunek 5. Sumy przedpołudniowe i popołudniowe promieniowania całkowitego oraz ich udział w sumach dziennych (Σd) w Warszawie i Brwinowie w latach 1966-1970

5.3.2. Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu

Autor: Elżbieta BOGDAN

Opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK

Analiza sum usłonecznienia rzeczywistego i promieniowania całkowitego w latach 1981-1990, rozpatrzenie związków między omawianymi elementami oraz ich zależności od cyrkulacji atmosferycznej pozwoliło na sformułowanie wniosków (tab.1-8, rys.1-5).

Średnia roczna suma usłonecznienia ($\sum U$) wyniosła 1699 godzin, tj. 4,6 godz./dzień, zaś średnia roczna suma promieniowania całkowitego ($\sum I$) wyniosła 374,6 kJ/cm², tj. 1023 J/(cm²-dzień). Sumy usłonecznienia ($\sum U$) były większe niż podawane w literaturze (Podogrocki J., 1974): 1601-1650 godz./rok w latach 1951-1970 na obszarze Mazowsza. Sumy promieniowania całkowitego (I) również były większe niż podane przez J. Paszyńskiego (1966): 82-84 kcal/rok (tj. 343-352 kJ/(cm²-rok) oraz M. Stopę-Boryczkę (1994): 345,0 kJ/(cm²-rok). Przyczyn większych sum usłonecznienia i promieniowania w badanym 10-leciu trudno doszukiwać się na podstawie opracowywanych materiałów. Przebieg roczny, zarówno średnich sum miesięcznych usłonecznienia jak i promieniowania, był uwarunkowany czynnikami astronomicznymi, jednak zaznaczyły się anomalie w przebiegu sum średnich, przejawiające się mniejszymi wartościami obu zmiennych w czerwcu w porównaniu z miesiącami sąsiednimi oraz występowaniem sum maksymalnych w lipcu, a nie w czerwcu. Nietypowy przebieg sum średnich, co wykazała dalsza analiza, był spowodowany większym udziałem typów cyklonalnych w czerwcu (57%), podczas gdy w sąsiednich miesiącach udział ten wynosił znacznie mniej (maj – 50%, lipiec i sierpień – po 45%). Roczne sumy usłonecznienia ($\sum U$) wahały się od 1553 godz., tj. 4,2 godz./dzień w 1981 roku do 1926 godz., tj. 5,2 godz./dzień w 1982 roku. Maksymalna suma roczna była większa od średniej o 14% tej średniej, a minimalna suma – mniejsza o 9%. Rok 1982 charakteryzował się też największą roczną $\sum I$ – 409,6 kJ/cm², tj. 1119 J/(cm²-dzień), ale najmniejsza roczna $\sum I$ wystąpiła w 1984 roku (330,4 kJ/cm², tj. 902 J/(cm²-dzień). Maksymalna $\sum I$ była większa od średniej o 9%, najmniejsza zaś – o 12%.

Zakres zmian w porach roku był większy niż w roku. Odchylenia najmniejszych sum sezonowych od średniej wynosiły zimą 42, wiosną 14, latem 13, jesienią zaś 19%. Odchylenia od średniej największych sum sezonowych wyniosły odpowiednio: 27, 11, 31 i 22%. W przypadku całkowitego promieniowania słonecznego najmniejsze sumy sezonowe wahały się w granicach od -22 do +17% średniej – zimą, od -14 do +8% – wiosną, od -12% do +16% – latem oraz od -12% do +14% średniej jesienią, zatem różnice względem średniej 10-letniej w przypadku usłonecznienia były większe. Zauważono też, że zimą i wiosną odchylenia sum sezonowych poniżej średniej z odpowiedniego sezonu były większe niż odchylenia sum maksymalnych, a latem i jesienią było odwrotnie.

Miesięczne $\sum I$ i $\sum U$ charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem. Największym zróżnicowaniem w badanym 10-leciu wyróżniał się sierpień 1983 roku: 324 godziny ze słońcem, tj. 10,4 godz./dzień, a największym promieniowaniem całkowitym – czerwiec 1986 roku: 67,3 kJ/(cm²-miesiąc), tj. 2242 J/(cm²-dzień). Najmniejszym zarówno promieniowaniem, jak i usłonecznieniem odznaczał się grudzień 1982 roku: 7,6 godzin ze słoń-

cem, tj. 0,2 godz./dzień oraz 3,6 kJ/(cm²-miesiąc), tj. 115 J/(cm²-dzień). Zakres zmian sum miesięcznych w wartościach bezwzględnych większy był w miesiącach półrocza ciepłego niż chłodnego, natomiast względem średnich z poszczególnych miesięcy zakres zmian większy był w miesiącach półrocza chłodnego.

Rzeczywiste sumy dzienne zarówno promieniowania, jak i usłonecznienia odznaczały się bardzo dużym zróżnicowaniem. W porównaniu do średnich dziennych z 10-letnia mogły stanowić tylko nieznaczny ich procent (2-4%), albo 2- lub 3-krotnie je przewyższać. Wprawdzie najczęściej w badanym wieloleciu występowały małe sumy usłonecznienia i promieniowania, gdyż dni z usłonecznieniem do 4 godzin stanowiły ponad 50% dni w roku i także w ok. 50% dni sumy promieniowania całkowitego nie przekraczały 600J/cm², jednak odnotowano sumę promieniowania 3050 J/cm²-dzień (22 VI 1983), podczas gdy absolutnie minimalna $\sum I$ wyniosła zaledwie 21 J/cm²-dzień (18 XII 1982), oraz odnotowano w dwóch miesiącach usłonecznienie sięgające prawie 16 godzin (15,9 godz. – 1 VII 1986; 15,8 godz. – 21 VI 1983). Dni z usłonecznieniem 0.0 stanowiły średnio ok. 25% wszystkich dni w roku, czyli dni ze słońcem występowały podczas $\frac{3}{4}$ roku. W związku z tak dużym zróżnicowaniem sum dziennych obu zmiennych przebieg roczny średnich miesięcznych tylko bardzo ogólnie nawiązywał do przebiegu maksimów częstości w poszczególnych miesiącach.

Związek sum całkowitego promieniowania słonecznego z usłonecznieniem rzeczywistym jest bardzo silny, pomimo tego, że ekstrema nie zawsze występują w tych samych okresach. Współczynnik korelacji sum rocznych wyniósł $r=0,77$. Zauważono znacznie silniejszy związek sum miesięcznych w lecie niż w zimie. Znacznie silniejszą zależność wykazywały też sumy dobowe, sięgającą nawet $r=0,98$ w czerwcu 1983 roku, niż sumy miesięczne czy sezonowe. Można stwierdzić, że siła związku rośnie w miarę skracania porównywanych okresów oraz w miarę wzrostu wartości sum obu elementów. Zależność sum całkowitego promieniowania słonecznego od usłonecznienia rzeczywistego określa ją w przybliżeniu proste regresji, których współczynniki wykazują przebieg roczny.

Wartości obu zmiennych są bardzo uzależnione od charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Zachodzi silna zależność sum usłonecznienia od cyrkulacji cyklonalnej lub antycyklonalnej; najczęściej duże sumy usłonecznienia występują przy typach cyrkulacji antycyklonalnych, a małe przy cyklonalnych. Sumy promieniowania całkowitego oprócz tego, że zależą od rodzaju cyrkulacji, podobnie jak sumy usłonecznienia, wyraźnie poza tym są uwarunkowane kierunkiem napływu mas powietrznych: duże sumy promieniowania częściej występują przy typach cyrkulacji ze składową zachodnią. Wyjątkowym miesiącem był październik 1985, w którym były minimalne sumy promieniowania całkowitego i usłonecznienia pomimo przewagi typów antycyklonalnych. Wyjaśnienie przyczyn tego zjawiska na podstawie opracowanych materiałów jest trudne. Przypuszcza się, że mogło to być związane z zapyleniem powietrza w wyniku wybuchu wulkanu, bądź pożaru lasu, zwłaszcza że w kolejnych miesiącach 1985 roku (listopad, grudzień) notowano również zmniejszone wartości obu zmiennych.

Ilościowa ocena sum promieniowania całkowitego i usłonecznienia rzeczywistego w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein wykazała, że korzystne warunki solarne występują w tych samych typach cyrkulacji: D₂C, E, G z tym że najkorzystniejsze warunki usłonecznienia występują przy typie G (wyż z centrum

nad Polską), a najbardziej korzystne warunki dopływu promieniowania słonecznego – przy typie D₂C (wyż nad morzem Śródziemnym). Najmniejsze sumy obu zmiennych wystąpiły przy typach cyrkulacji A i F (niżej nad Europą Północną bądź Środkową). Mimo że badania wartości dobowych dokonano na podstawie jednego tylko miesiąca (lipca), to jednak można oczekiwać, że podobny charakter zróżnicowania prawdopodobnie występuje w innych miesiącach. Charakterystyczne cechy mas powietrznych warunkujących dopływ promieniowania i długość usłonecznienia związane są z typami cyrkulacji atmosferycznej. Najkorzystniejsze warunki obu zmiennych, jak już wspomniano, występują w typach antycyklonalnych, a najmniej korzystne – w typach cyklonalnych, jednak zauważono wyjątki. Typ cyrkulacji południowo-wschodniej E₁ (wyż nad południowo-wschodnią Rosją), mimo że jest typem antycyklonalnym, nie sprzyja wysokim sumom omawianych elementów. Typ cyrkulacji południowo-zachodniej D (niżej nad Wyspami Brytyjskimi), mimo że jest typem cyklonalnym, sprzyja dopływowi promieniowania i usłonecznieniu.

Tabela 1. Zakres zmian miesięcznego usłonecznienia rzeczywistego U (godz.) i promieniowania całkowitego ($\text{kJ}/\text{cm}^2\cdot\text{m}\cdot\text{c}$), Belsk, lata 1981-1990

Miesiąc	Różnica godz.	Różnica %	Różnica $\text{kJ}/\text{cm}^2\cdot\text{mies.}$	% sumy średniej
I	44,6	100	6	81
II	36,2	52	4,5	33
III	85,4	74	13,7	50
IV	115,3	69	13,5	33
V	89,4	36	19	33
VI	136,5	63	22,1	40
VII	111	43	23,1	40
VIII	128,4	53	14,7	29
IX	107,4	80	13,8	45
X	82,8	68	8	40
XI	70,1	140	5,7	68
XII	49,2	161	4,3	82

Tabela 2. Wartości skrajne sum miesięcznych i amplitudy roczne promieniowania całkowitego w $\text{kJ}/(\text{cm}^2\cdot\text{mies.})$, Belsk, 1981-1990 w odniesieniu do sum miesięcznych (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Min	4,7	12,4	20	33,7	43,3	45,2	43,2	45,7	23,4	15,7	5,9	3,6
Max	10,7	16,9	33,7	47,2	62,5	67,3	66,3	60,4	37,2	23,7	11,6	7,9
Ampl.	6	4,5	13,7	13,5	19,2	22,1	23,1	14,7	13,8	8	5,7	4,3
Min %	63,5	87,3	73,8	83,6	75,2	82,5	74,4	90,5	77,5	78,1	70,2	67,9
Max %	145	119	124	117	109	123	114	120	121	118	138	149
Ampl. %	81,1	31,7	50,6	33,5	35,2	40,3	39,8	29,1	44,8	39,8	67,8	81,1

Tabela 3. Skrajne sumy dzienne promieniowania, Belsk, lata 1981-1990

	Max. J/cm ² ·dzień	Max /mies%	Min J/cm ² ·dzień	Min /mies%	Ampl. J/cm ² ·dzień	Ampl /mies.%
I	638	264	26	10	657	254
II	1301	258	81	16	1220	242
III	1766	202	101	12	1665	189
IV	2645	197	145	11	2500	186
V	2935	158	148	8	2787	150
VI	3050	167	250	14	2800	153
VII	3004	160	245	13	2758	147
VIII	2720	167	164	10	2556	157
IX	2233	218	119	12	2114	206
X	1468	226	91	14	1377	212
XI	782	280	23	8	759	272
XII	451	265	21	12	430	253
Rok	3050	298	21	2	3029	296

Tabela 4. Współczynnik korelacji i równania prostych regresji promieniowania całkowitego (*I*) i usłonecznienia rzeczywistego (*U*), Belsk, 1981-1990

Okres	<i>r</i>	Równania regresji $I=b\cdot U+a$
I	0,696	$I=0,078\cdot U+3,934$
II	0,602	$I=0,074\cdot U+9,084$
III	0,97	$I=0,147\cdot U+10,919$
IV	0,947	$I=0,119\cdot U+20,471$
V	0,864	$I=0,180\cdot U+12,904$
VI	0,889	$I=0,125\cdot U+27,769$
VII	0,929	$I=0,158\cdot U+17,427$
VIII	0,944	$I=0,105\cdot U+25,037$
IX	0,937	$I=0,143\cdot U+11,692$
X	0,935	$I=0,097\cdot U+8,258$
XI	0,952	$I=0,073\cdot U+4,750$
XII	0,602	$I=0,052\cdot U+3,715$
III-V	0,877	$I=0,164\cdot U+38,379$
VI-VIII	0,839	$I=0,114\cdot U+82,022$
IX-XI	0,846	$I=0,128\cdot U+20,105$
XII-II	0,406	$I=0,056\cdot U+18,783$
IV-IX	0,763	$I=0,136\cdot U+123,276$
X-III	0,824	$I=0,102\cdot U+39,014$
Rok	0,771	$I=0,128\cdot U+157,504$

Tabela 5. Częstość typów cyrkulacji w dniach z maksymalnymi sumami dobowymi usłonecznienia w latach 1981-1990

Typy cyrkulacji	Liczba przypadków	Częstość
E ₀	2	2,0
F	3	3,0
B	2	2,0
D	9	9,0
A	1	1,0
CB	7	7,0
E	24	24,0
E ₁	17	17,0
D ₂ C	8	8,0
C ₂ D	6	6,0
E ₂ C	5	5,0
G	15	15,0
BE	1	1,0

Tabela 6. Częstość typów cyrkulacji w dniach z maksymalnymi sumami dobowymi promieniowania w latach 1981-1990

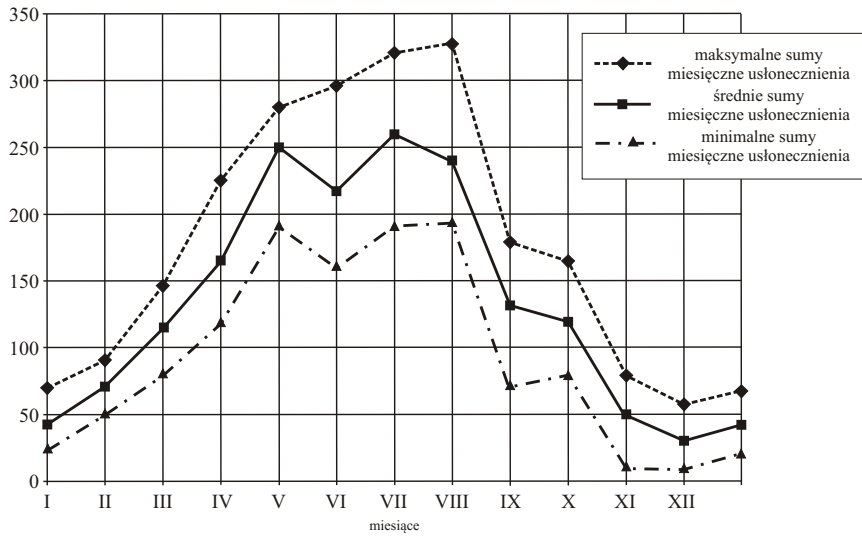
Typy cyrkulacji	Liczba przypadków	Częstość
E ₀	5	4,2
F	3	2,5
B	2	1,7
D	9	7,5
A	1	0,8
CB	8	6,7
E	29	24,2
E ₁	12	10
D ₂ C	11	9,2
C ₂ D	8	6,7
E ₂ C	8	6,7
G	23	19,2
BE	1	0,8

Tabela 7. Częstość typów cyrkulacji w dniach z minimalnymi sumami dobowymi promieniowania w latach 1981-1990

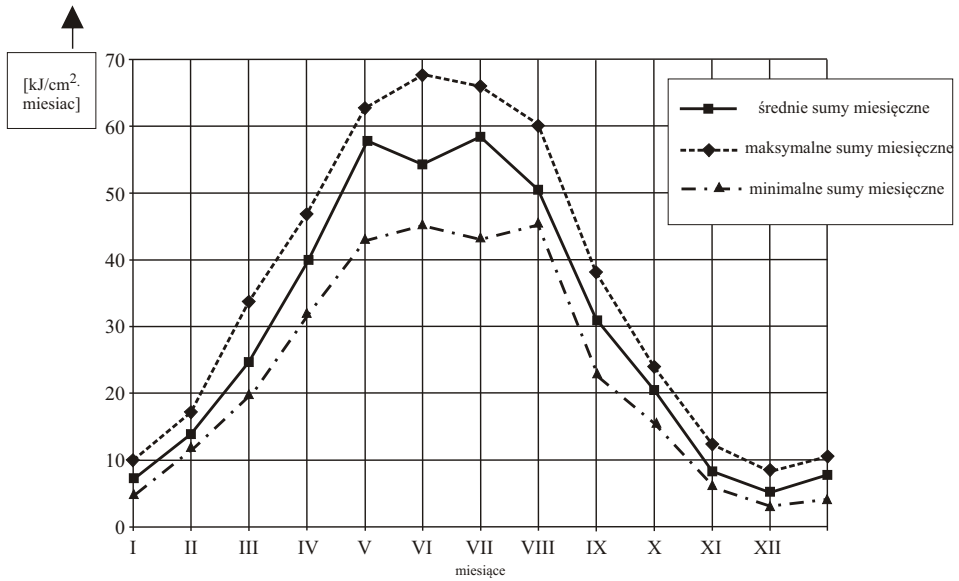
Typy cyrkulacji	Liczba przypadków	Częstość
E ₀	24	19,4
F	9	7,3
B	9	7,3
D	4	3,2
A	12	9,7
CB	27	21,8
E	12	9,7
E ₁	8	6,4
D ₂ C	5	4
C ₂ D	4	3,2
E ₂ C	5	4
G	4	3,2
BE	1	0,8

Tabela 8. Średnie wartości dobowe promieniowania (J/cm²-d) i usłonecznienia (godz.) przy konkretnych typach cyrkulacji w lipcu (Belsk, 1981-1988)

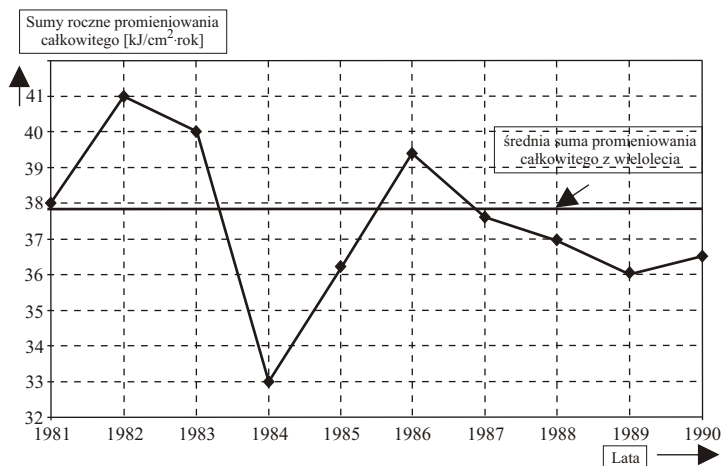
Typy cyrkulacji	Liczba przypadków	Suma promieniowania	Suma usłonecznienia
E ₀	30	1520	5,9
F	5	1610	5,5
B	9	1788	6,7
D	11	2093	10,0
A	11	1362	5,5
CB	48	1448	5,6
E	43	2263	10,9
E ₁	5	1685	6,8
D ₂ C	14	2283	12,1
C ₂ D	50	2066	9,4
E ₂ C	7	2030	9,8
G	14	2150	12,6
BE	1	2110	9,8



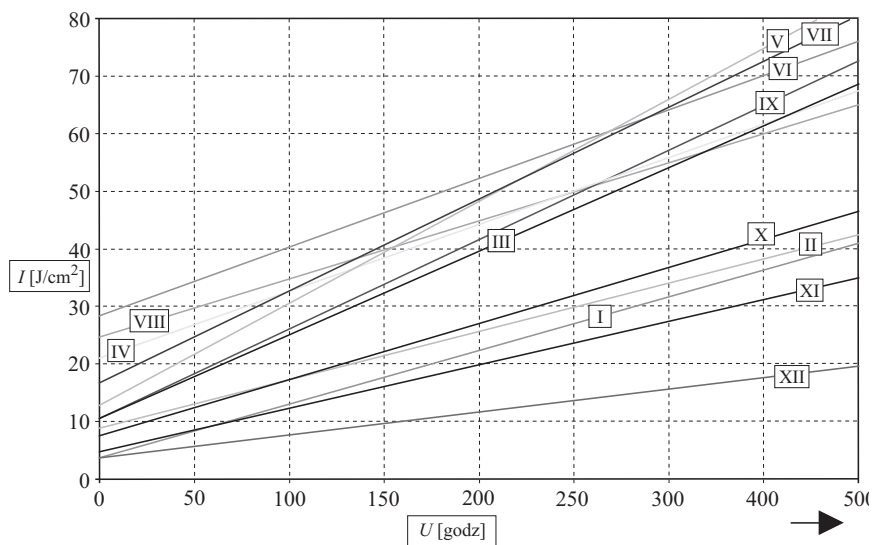
Rysunek 1. Roczny przebieg usłonecznienia w Belsku w latach 1981-1990



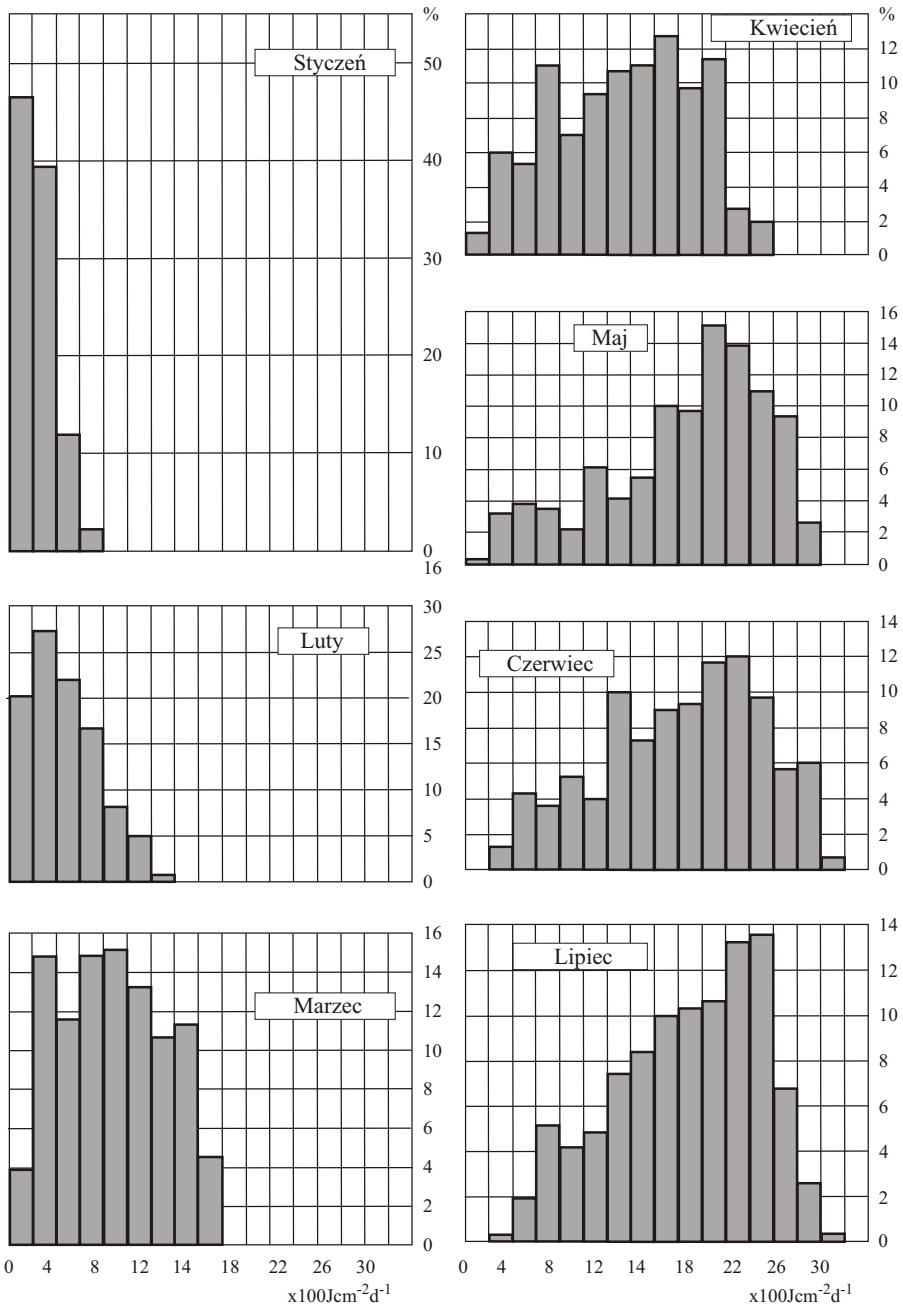
Rysunek 2. Przebieg roczny miesięcznych sum całkowitego promieniowania słonecznego (Belsk, 1981-1990, kJ/(cm²-miesiąc))



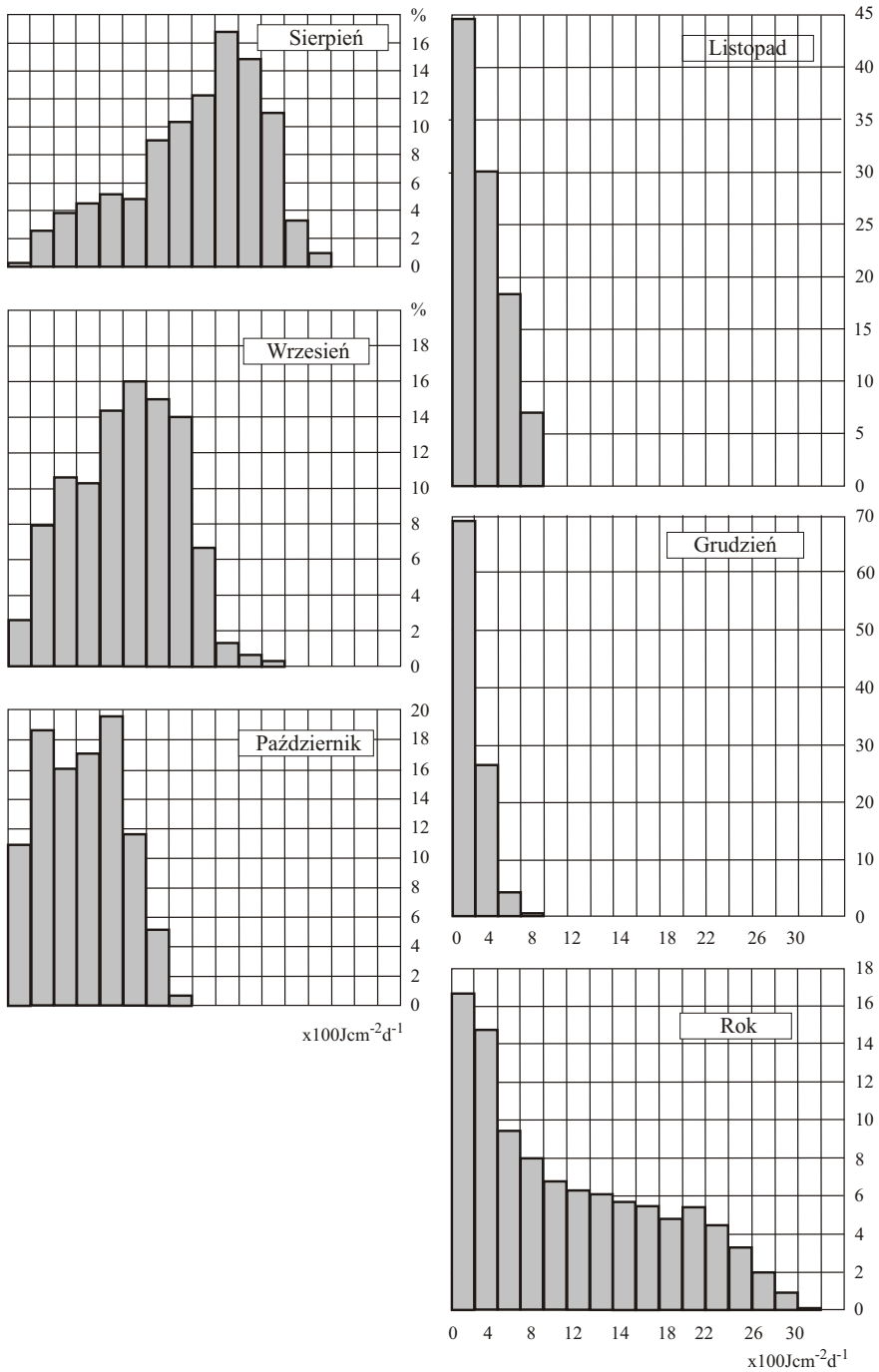
Rysunek 3. Przebieg rocznych sum promieniowania całkowitego (Belsk, 1981-1990, kJ/(cm²-rok))



Rysunek 4. Proste regresji zależności promieniowania całkowitego od usłonecznienia rzeczywistego w miesiącach styczeń (I)-grudzień (XII)



Rysunek 5a. Częstość sum dziennych promieniowania całkowitego (%) (Belsk, 1981-1990, I-VII)



Rysunek 5b. Częstość sum dziennych promieniowania całkowitego (%) (Belsk, 1981-1990, VIII-XII i rok)

5.3.3. Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku

Autor: Przemysław SZANIAWSKI
Opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA

Celem pracy jest określenie zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku oraz ich uwarunkowań cyrkulacyjnych (tab.1-9 i rys.1-7).

Tempo ocieplenia było zróżnicowane przestrzennie. Największy (istotny statystycznie nawet na poziomie 0,01) wzrost temperatury (1,1°C/50 lat) stwierdzono w północno-zachodniej Polsce, najmniejszy (0,7°C/50 lat), nieistotny statystycznie, zaś w środkowej i północno-wschodniej części kraju.

Latem (przede wszystkim w czerwcu) oraz jesienią w latach 1951-2000 wystąpił nieznaczny spadek temperatury. Latem zaznaczył się on w środkowej i północno-wschodniej Polsce, jesienią zaś nie wystąpił jedynie na północno-zachodzie kraju. Tempo i kierunek zmian temperatury powietrza na obszarze Polski były zatem zróżnicowane zarówno sezonowo, jak i przestrzennie.

Równania trendów zmian temperatury powietrza wyjaśniają niewielką część (najczęściej kilka procent) zmienności temperatury. Największe wahania stwierdzono w okresie od grudnia do marca, najmniejsze zaś w czerwcu. Obszarem, na którym występują największe wahania temperatury jest północno-wschodnia Polska, najmniejsze zaś – północno-zachodnia część kraju.

Określono kumulowane odchylenia wartości temperatury od średniej 50-letniej, stosując metodę Drozdova i Grigorievej (Drozdov, Grigorieva, 1972), wg wzoru:

$$\sigma_i = \sigma_x \cdot [i \cdot (i^2/n)]^{0,5}$$

gdzie: σ_i – kumulowane odchylenie standardowe dla i -tego elementu szeregu czasowego, σ_x – odchylenie standardowe średniej, i – indeks kolejnego elementu szeregu czasowego (od 1 do n), n – liczebność szeregu czasowego.

W ten sposób określono dla każdego szeregu czasowego zakres 1, 2 i 3 kumulowanych odchylen standardowych ($\pm 1\sigma$, $\pm 2\sigma$ oraz $\pm 3\sigma$). Ponadto obliczono wartość współczynnika niestabilności k z wzoru:

$$k = M / (2,4\sigma)$$

gdzie: $M = M_{\max}$ lub $M = M_{\min}$ – wartość bezwzględna największej lub najmniejszej wartości rzędnej na osi OY (kumulowanego odchylenia w szeregu czasowym), σ_i – kumulowane odchylenie standardowe dla i -tego elementu szeregu czasowego, dla którego występuje M_{\max} lub M_{\min} .

Porównując kumulowane odchylenia w szeregu czasowym z kumulowanymi odchyleniami standardowymi, można stwierdzić charakter fluktuacji (losowość lub nielosowość). Wartości współczynnika k bliskie 1,00 świadczą o istotnej niestabilności.

Z odchylen kumulowanych wynika, że zmiana znaku (z ujemnych na dodatnie) odchylen średniej rocznej temperatury powietrza od średniej 50-letniej nastąpiła w drugiej połowie lat 80. i wynikała z wyraźnego zimowo-wiosennego ocieplenia. Podobnie jak

w przypadku tendencji zmian fluktuacje temperatury powietrza były zróżnicowane na obszarze Polski. Największe zróżnicowanie występowało latem i jesienią, kiedy przebieg temperatury w północno-zachodniej Polsce różnił się od przebiegu na pozostałym obszarze kraju.

W latach 1951-2000 większą częstością odznaczyły się ciepłe sezony zimowe, jednak większe odchylenia temperatury powietrza od średniej 50-letniej wystąpiły w przypadku klas chłodnych. Wiosną częstość sezonów ciepłych i chłodnych była jednakowa, jesienią zaś przeważały klasy chłodne (większa „intensywność” po stronie klas ciepłych). Latem widoczne jest znaczne zróżnicowanie regionalne częstości występowania sezonów ciepłych i chłodnych – przewaga sezonów chłodnych wystąpiła jedynie na zachodzie Polski.

Zmiany okresowe temperatury powietrza określono stosując metodę J. Boryczki „sinusoid regresji” (1993):

$$y = a_0 + b \sin(2\pi t / \Theta + c),$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza

Metoda polega na aproksymacji ciągu chronologicznego (według najmniejszych kwadratów) wyników pomiarów y_1, y_2, \dots, y_n , wykonanych w czasie t_1, t_2, \dots, t_n , kolejnymi sinusoidami regresji. Zmieniając okres sinusoidy z odstępem $\Delta\Theta = 0,1$ roku w przedziale 2,1-50 lat, otrzymano ciągi wariancji resztowej e^2 , współczynnika korelacji R . Szukane okresy to maksima lokalne współczynnika korelacji (minima lokalne wariancji resztkowej). Wyznaczone okresy są średnimi okresami w serii pomiarowej. Wyznaczono parametry cykli o największych amplitudach: Θ, b, c oraz a_0 .

Istotność cykli weryfikowano testem Fishera-Snedecora na poziomie 0,05 i 0,10. Dаты maksimów i minimów cyklu o długości Θ określają wzory:

$$t_{\max} = (0,5\pi - c) \cdot (\Theta / 2\pi); \quad t_{\min} = (1,53\pi - c) \cdot (\Theta / 2\pi),$$

gdzie: $t = 0$ początek osi czasu, Data $t_{\max} = 1950 + t_{\max}$, Data $t_{\min} = 1950 + t_{\min}$

W przebiegu temperatury powietrza na obszarze Polski wystąpiło kilka istotnych składowych cyklicznych. Potwierdzono m.in. dominację ok. 8-letniego cyklu temperatury (wyjaśnia on do 30% jej wariancji). Jest on synchroniczny na obszarze Polski – data pierwszego maksimum przypada około roku 1959. Cykl ten jest nieco słabszy w północno-wschodniej części kraju (istotny jest on dopiero od końca lat 60. Cyklowi 8-letniemu temperatury towarzyszy, poza zachodnią Polską, cykl ok. 5,5-letni. Trzeba także zaznaczyć, że od początku lat 80. obserwuje się, szczególnie na południu kraju, wzrost roli tego cyklu. Składowe okresowe: 8- i 5,5-letnia są dominujące zimą i wiosną, jesienią zaś najważniejszy jest cykl 4,6-letni. Latem największy procent zmienności temperatury wyjaśniają cykle krótkie (najczęściej 2 lub 3-4-letnie). Na obszarze Polski nie stwierdzono jednak, tak jak w przypadku pozostałych pór roku, jednej dominującej okresowości.

Drugą metodą analizy okresowości była analiza falkowa (Torrence, Compo, 1998). Określono lata, w których dany cykl wystąpił. Metoda sprowadza się do badania stopnia „dopasowania” do szeregu pewnych funkcji Ψ , zwanych falkami. Miarą tego dopasowania jest funkcja

$$W_{a,b} = (1/a^{0,5}) \sum \Psi[(1-b)/a] \cdot x_i$$

Funkcje Ψ mają często kształt fali (w pracy użyto falki Morleta o $\omega_0 = 2\pi/\Theta_0 = 6,28$ ($\Theta_0 = 1$ rok) w pewnym wąskim przedziale i są równe zero poza tym przedziałem. Parametr dylatacji a wpływa na rozciągnięcie falki w czasie, parametr translacji b jest odpowiedzialny za usytuowanie falki w czasie. Wartości spektrum są określone przez $|W_{a,b}|^2$. Są one przedstawione graficznie na płaszczyźnie $|b, a|$ z liniową skalą czasu na osi poziomej i wykładniczą skalą częstości (długości okresu) na osi pionowej.

Do oceny warunków cyrkulacyjnych wykorzystano dane o prędkości wiatru geostroficznego nad Europą Środkową (składowej zachodniej, północnej oraz wypadkowej prędkości wiatru) (Degirmendzić, Kożuchowski, Żmudzka, 2002) oraz wartości indeksu Oscylacji Północnoatlantyckiej *NAO* według Jonesa (Jones, Jonsson, Wheeler, 1997) w poszczególnych miesiącach w latach 1951-2000.

Aby wyznaczyć prędkość i kierunek wiatru geostroficznego, wybrano obszar zawarty między południkami 10 i 30°E oraz równoleżnikami 45 i 60°N. Wypadkowa barycznego gradientu strefowego i południkowego posłużyła do wyznaczenia kierunku i prędkości średniego wiatru geostroficznego. Wartości wskaźnika *NAO* Jonesa są miarą południkowego gradientu barycznego. Jest to różnica ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Gibraltarem a południowo-zachodnią Islandią.

W pracy określono związek temperatury powietrza w Polsce z cyrkulacją atmosferyczną. Stwierdzono silną zależność temperatury od prędkości wiatru geostroficznego, szczególnie jego składowej zachodniej. Wzrost średniej rocznej temperatury powietrza od końca lat 80. można wiązać z wyraźnym nasileniem przenosu zachodniego, szczególnie w sezonie zimowym. Potwierdziła to również analiza zmian wartości indeksu *NAO*. Trzeba jednak zwrócić uwagę na to, że związek temperatury z prędkością wiatru geostroficznego i wskaźnikiem *NAO* różni się znacznie pod względem siły w poszczególnych porach roku oraz w zależności od regionu Polski. W skali całego roku stwierdzono silniejszy (pozytywny) związek temperatury powietrza z prędkością wiatru geostroficznego (ze składową zachodnią i wypadkową prędkością) i wskaźnikiem *NAO* na północo-zachodzie kraju. Im dalej na południo-wschód, tym zależność ta jest słabsza. Zimą, gdy związek temperatury powietrza z charakterystykami cyrkulacji jest najsilniejszy, współczynniki korelacji maleją w kierunku południowym. Wiosną i latem stwierdzono nieistotną zależność temperatury od wartości wskaźnika *NAO*. Z kolei wzrost prędkości składowej zachodniej oraz wypadkowej prędkości wiatru geostroficznego istotnie wpływa na wzrost temperatury wiosną, latem zaś przyczynia się do obniżenia temperatury (przede wszystkim na północy kraju). Jesienią znacznie silniejszy pozytywny związek temperatury z indeksem *NAO* jest na północo-zachodzie, słabszy zaś na południo-wschodzie. Zależność temperatury powietrza od prędkości składowej zachodniej wiatru geostroficznego w tej porze roku jest istotna tylko w północnej Polsce. Jesienią warunki termiczne w Polsce są kształtowane głównie przez składową południkową wiatru geostroficznego (szczególnie na południu kraju).

Porównując składowe cykliczne temperatury powietrza i charakterystyk cyrkulacji w drugiej połowie XX wieku, można stwierdzić, że zimą w ich przebiegu dominuje cykl ok. 8-letni (poza składową północną wiatru geostroficznego). Maksima temperatury zimą wystąpiły w tych samych latach co maksima składowej zachodniej i wypadkowej prędkości wiatru geostroficznego oraz maksima indeksu *NAO*. Potwierdza to silny związek

temperatury powietrza zimą z tymi charakterystykami cyrkulacji. Wiosną w przebiegu wskaźnika *NAO* nie stwierdzono cykli o podobnych okresach wahań do cykli temperatury. W przebiegu prędkości wiatru geostroficznego nie występuje także najważniejsza okresowość 8-letnia (stwierdzono jedynie słabsze cykle). Latem maksima 2,2-letniego cyklu temperatury wystąpiły podczas minimów 2,2-letniego cyklu składowej zachodniej wiatru geostroficznego. Jesienią zaś stwierdzono, zarówno w przebiegu charakterystyk cyrkulacji, jak i temperatury powietrza, okresowość 4,6-4,7-letnią. Cykl ten jest synchroniczny – pierwsze maksima wystąpiły w roku 1954.

Podsumowując można stwierdzić, że na obszarze Polski, mimo stosunkowo niewielkiej powierzchni, mogą wystąpić różnice w „intensywności”, a nawet kierunku zmian temperatury powietrza. W drugiej połowie XX wieku największe różnice wystąpiły między północno-zachodnią (będącą pod silniejszym wpływem oceanicznych mas powietrza) a środkową i wschodnią Polską, gdzie wyraźniej zaznaczone są cechy kontynentalne klimatu. Na północno-zachodzie wystąpił silniejszy trend rosnący temperatury powietrza (wynikający w znacznej mierze z zimowego i wiosennego ocieplenia), a także mniejsze jej wahania. Silniejszy był również związek temperatury z charakterystykami cyrkulacji.

Tabela 1. Odchylenie standardowe rocznych i sezonowych wartości temperatury oraz różnicy temperatury między wiosną a jesienią (°C) w Polsce w latach 1951-2000

Miejscowość	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Różnica W-J
Suwałki	0,94	2,63	1,38	1,01	0,98	1,58
Kraków	0,81	2,21	1,20	0,87	0,94	1,37
Warszawa	0,84	2,40	1,23	0,95	0,94	1,45
Wrocław	0,84	2,21	1,14	0,90	0,90	1,33
Szczecin	0,84	2,32	1,22	0,85	0,85	1,42

Tabela 2. Cykle temperatury powietrza w Polsce w latach 1951-2000 według sinusoid regresji, istotne na poziomach 0,05 i 0,10 (Okres θ , amplituda b , współczynnik korelacji wielokrotnej R , współczynnik determinacji R^2 i data pierwszego maksimum (t_{\max}) – Rok, Zima, Lato

	θ	b	R	R^2	t_{\max}	θ	b	R	R^2	t_{\max}
	0,05					0,10				
Rok										
Suwałki	8,1	0,68	0,52	0,27	1958	5,5	0,40	0,31	0,09	1956
Kraków	5,4	0,40	0,35	0,12	1956					
	8,1	0,60	0,53	0,28	1959					
Warszawa	8,0	0,65	0,55	0,30	1959	5,5	0,39	0,33	0,11	1956
Wrocław	8,0	0,61	0,53	0,28	1959					
Szczecin	8,0	0,60	0,52	0,27	1959					
Zima										
Suwałki	8,0	1,76	0,47	0,22	1958	5,4	1,22	0,33	0,11	1951
Kraków	5,4	1,22	0,39	0,16	1951					
	8,0	1,38	0,44	0,20	1959					
Warszawa	5,4	1,26	0,37	0,14	1951					
	8,0	1,60	0,47	0,22	1959					
Wrocław	5,4	1,15	0,37	0,14	1951					
	8,0	1,46	0,47	0,22	1959					
Szczecin	8,0	1,55	0,47	0,22	1059	5,4	1,14	0,35	0,12	1951
Lato										
Suwałki	2,2	0,59	0,42	0,17	1953	3,2	0,44	0,31	0,09	1953
Kraków	4,0	0,50	0,36	0,13	1951					
						3,1	0,37	0,31	0,09	1954
Warszawa						5,8	0,40	0,33	0,11	1952
	2,2	0,50	0,37	0,14	1953	3,2	0,44	0,33	0,11	1953
Wrocław	4,0	0,49	0,37	0,14	1951					
						2,2	0,44	0,34	0,12	1953
Szczecin						5,9	0,41	0,32	0,11	1952
	2,2	0,47	0,40	0,16	1953					
	3,2	0,44	0,37	0,14	1953					

Tabela 3. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Polsce ze składowymi: zachodnią (V_W), północną (V_N) oraz wypadkową prędkością wiatru geostroficznego (V_G) nad Europą Środkową (1951-2000) (zaznaczono wartości istotne na poziomie 0,05, **0,01** i *0,001*)

V_W	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Suwaki	0,85	0,84	0,67	-0,08	-0,14	-0,45	-0,63	-0,45	0,00	0,46	0,44	0,71
Krakw	0,78	0,77	0,64	0,02	0,17	-0,11	-0,46	0,10	0,10	0,19	0,29	0,58
Warszawa	0,84	0,81	0,66	-0,03	-0,03	-0,36	-0,58	-0,25	0,04	0,36	0,46	0,67
Wrocław	0,78	0,78	0,64	0,02	0,10	-0,26	-0,50	-0,03	0,09	0,29	0,41	0,63
Szczecin	0,83	0,84	0,70	0,06	-0,01	-0,38	-0,60	-0,43	0,03	0,48	0,57	0,70
V_N	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Suwaki	0,16	0,17	0,12	-0,54	-0,47	-0,44	0,09	-0,17	-0,61	-0,15	-0,17	0,03
Krakw	-0,01	0,03	0,03	-0,53	-0,45	-0,38	0,05	-0,34	-0,62	-0,41	-0,29	-0,08
Warszawa	0,07	0,09	0,08	-0,52	-0,49	-0,37	0,11	-0,28	-0,63	-0,33	-0,18	0,00
Wrocław	-0,01	0,02	0,06	-0,51	-0,41	-0,22	0,15	-0,25	-0,58	-0,37	-0,21	0,01
Szczecin	0,05	0,17	0,19	-0,47	-0,45	-0,19	0,26	-0,07	-0,56	-0,21	-0,04	0,07
V_G	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Suwaki	0,67	0,48	0,48	0,09	0,10	-0,48	-0,42	-0,14	-0,06	0,47	0,34	0,57
Krakw	0,66	0,37	0,50	0,05	-0,05	-0,03	-0,41	0,13	0,01		0,28	0,56
Warszawa	0,67	0,41	0,48	0,01	0,05	-0,32	-0,44	-0,08	-0,05	0,51	0,35	0,58
Wrocław	0,65	0,37	0,48	0,02	-0,03	-0,06	-0,39	-0,02	0,01	0,56	0,35	0,60
Szczecin	0,68	0,42	0,51	0,00	0,01	-0,18	-0,47	-0,27	-0,05	0,58	0,42	0,62

Tabela 4. Współczynniki korelacji średniej rocznej i sezonowych wartości temperatury powietrza w Polsce ze składowymi: zachodnią (V_W), północną (V_N) oraz wypadkową prędkością wiatru geostroficznego (V_G) nad Europą Środkową (1951-2000) (zaznaczono wartości istotne na poziomie 0,05, **0,01** i *0,001*)

V_W	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Suwałki	0,62	0,87	0,41	-0,56	0,28
Kraków	0,63	0,78	0,47	-0,20	0,00
Warszawa	0,61	0,84	0,42	-0,50	0,22
Wrocław	0,64	0,80	0,44	-0,33	0,12
Szczecin	0,68	0,86	0,47	-0,57	0,32
V_N	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Suwałki	0,16	0,29	-0,07	-0,04	-0,36
Kraków	0,10	0,13	-0,10	-0,12	-0,58
Warszawa	0,09	0,20	-0,11	-0,04	-0,46
Wrocław	0,10	0,14	-0,06	-0,02	-0,52
Szczecin	0,20	0,22	0,01	0,16	-0,34
V_G	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Suwałki	0,51	0,71	0,36	-0,34	0,24
Kraków	0,50	0,67	0,37	-0,04	0,20
Warszawa	0,49	0,70	0,34	-0,31	0,28
Wrocław	0,51	0,70	0,34	-0,11	0,28
Szczecin	0,53	0,72	0,35	-0,32	0,35

Tabela 6. Cykle składowej północnej (V_N), zachodniej (V_W) oraz wypadkowej prędkości wiatru geostroficznego (V_G) w roku i sezonach nad Europą Środkową w latach 1951-2000 według sinusoid regresji na poziomach istotności 0,05 i 0,1 (Okres θ , amplituda b , współczynnik korelacji wielokrotnej R , współczynnik determinacji R^2) i data pierwszego maksimum (t_{\max})

Poz. istotności		0,05				0,10			
Parametry		θ	R	R^2	t_{\max}	θ	R	R^2	t_{\max}
Rok	V_N	3,0	0,42	0,17	1953	2,5 6,9	0,34 0,33	0,11 0,11	1953 1956
	V_W	4,1 5,3	0,35 0,35	0,12 0,12	1953, 1957	3,0 8,8	0,33 0,34	0,11 0,12	1952 1956
	V_G					3,6	0,33	0,11	1954
Zima	V_N	5,8 8,3	0,46 0,36	0,21 0,13	1952				
	V_W	8,3	0,49	0,24	1958				
	V_G	8,3	0,38	0,15	1958	2,8 14,6	0,32 0,31	0,10 0,10	1953 1959
Wiosna	V_N	3,2	0,36	0,13	1952	4,0 19,8	0,33 0,31	0,11 0,10	1953 1955
	V_W	2,2 3,0	0,38 0,39	0,15 0,15	1953 1952	5,4	0,33	0,11	1956
	V_G	5,6 6,0	0,36 0,42	0,13 0,17	1953 1954	3,3 5,1	0,32 0,32	0,11 0,10	1951 1954
Lato	V_N	3,5 8,7 16,6	0,36 0,36 0,37	0,13 0,13 0,13	1952 1958 1958	6,6 11,6	0,33 0,34	0,11 0,12	1956 1958
	V_W	2,2 26,3	0,41 0,36	0,16 0,13	1952 1959	4,1 4,6	0,33 0,32	0,11 0,10	1953 1952
	V_G					2,2 4,5 7,8	0,34 0,32 0,34	0,11 0,10 0,12	1952 1952 1954
Jesień	V_N	6,7 8,2	0,37 0,45	0,14 0,20	1957 1955	3,3	0,34	0,11	1952
	V_W					2,8 4,2	0,34 0,31	0,12 0,10	1952 1953
	V_G	4,7	0,45	0,20	1954	3,3 17,9	0,34 0,34	0,11 0,11	1954 1966

Tabela 7. Współczynniki korelacji średniej rocznej i sezonowych wartości temperatury powietrza w Polsce z indeksem *NAO* według Jonesa (1951-2000) (pogrubiono wartości istotne na poziomie 0,05)

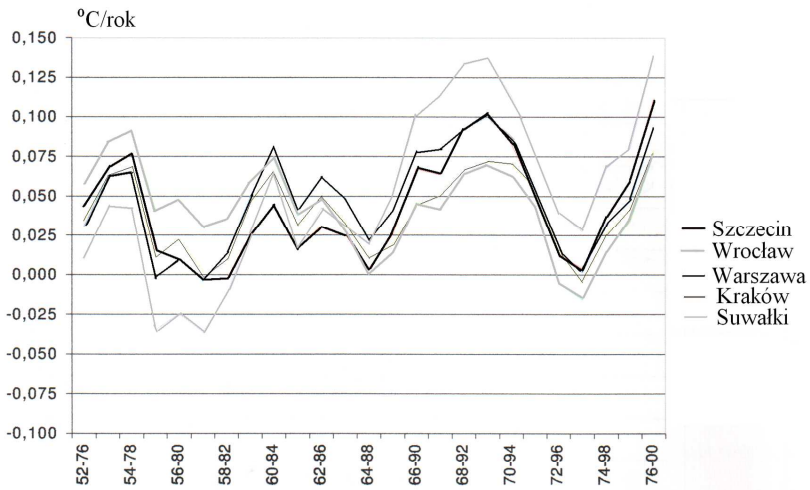
Miejscowość	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Suwałki	0,49	0,76	0,05	-0,19	0,32
Kraków	0,48	0,71	0,10	-0,12	0,28
Warszawa	0,47	0,74	0,01	-0,18	0,36
Wrocław	0,51	0,72	0,09	-0,06	0,42
Szczecin	0,54	0,75	0,09	-0,01	0,47

Tabela 8. Współczynniki trendu liniowego zmian rocznej i sezonowej wartości indeksu *NAO* według Jonesa w latach 1951-2000

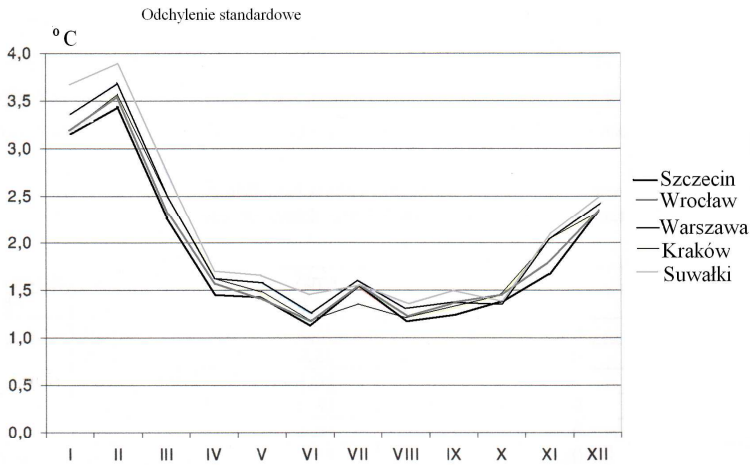
Okres	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
1951-2000	0,002	0,025	-0,001	0,002	-0,014
1951-1975	-0,004	-0,015	0,017	-0,017	-0,017
1976-2000	-0,001	-0,005	-0,011	-0,054	-0,054

Tabela 9. Cykle Oscylacji Północnoatlantyckiej (*NAO* według Jonesa) w roku i sezonach w latach 1951-2000 według sinusoid regresji na poziomach istotności 0,05 i 0,10 (okres Θ , amplituda b współczynnik korelacji wielokrotnej R , współczynnik determinacji (R^2 i data pierwszego maksimum)

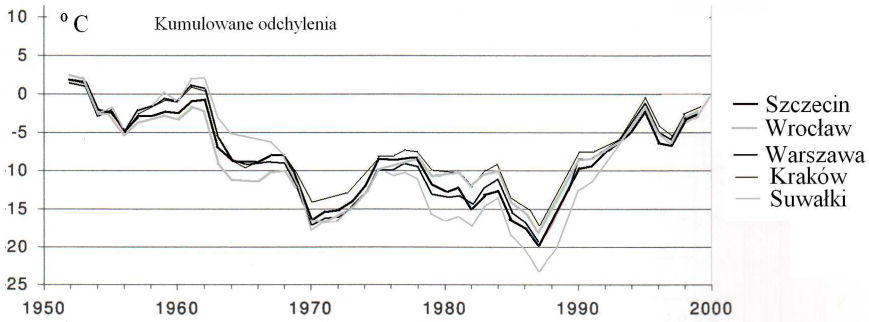
Poz. istotności	0,05				0,10			
	Θ	R	R^2	t_{\max}	Θ	R	R^2	t_{\max}
Rok	4,0	0,35	0,13	1954	2,8	0,35 0,34	0,12 0,12	1953 1959
Zima	4,7 8,1	0,36 0,41	0,13 0,17	1952 1959	2,7 5,4	0,32 0,32	0,10 0,10	1951 1951
Wiosna	26,9	0,43	0,18	1963	3,3 4,2	0,35 0,31	0,12 0,10	1953 1952
Lato	5,9	0,35	0,12	1955	10,5	0,32	0,10	1961
Jesień	3,5 4,7 24,7	0,37 0,35 0,38	0,14 0,12 0,14	1953 1954 1956	4,1	0,34	0,12	1954



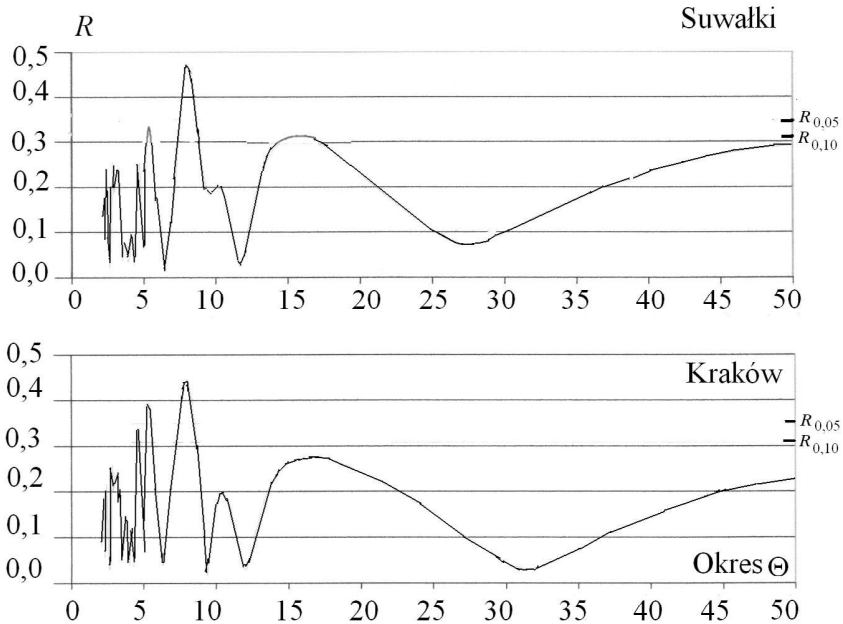
Rysunek 1. Współczynniki trendu liniowego zmian średniej temperatury powietrza zimą w Polsce w latach 1952-2000 w ruchomych 25-letniach



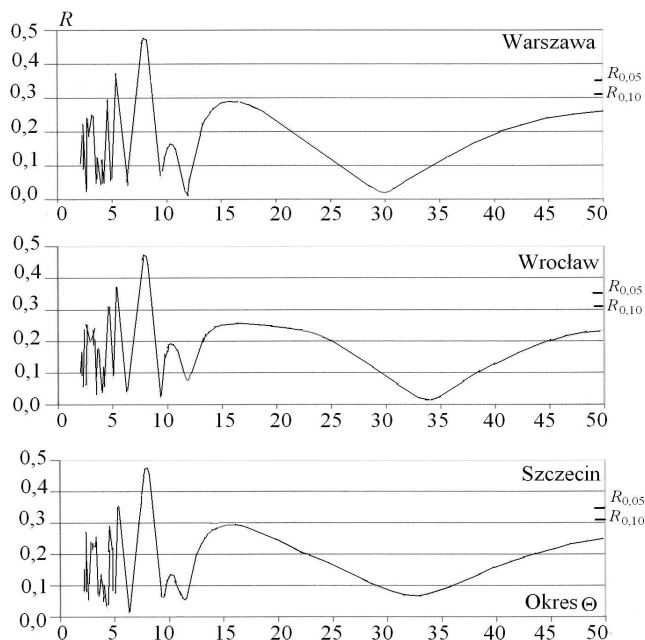
Rysunek 2. Przebieg roczny odchylenia standardowego temperatury powietrza w Polsce w latach 1951-2000



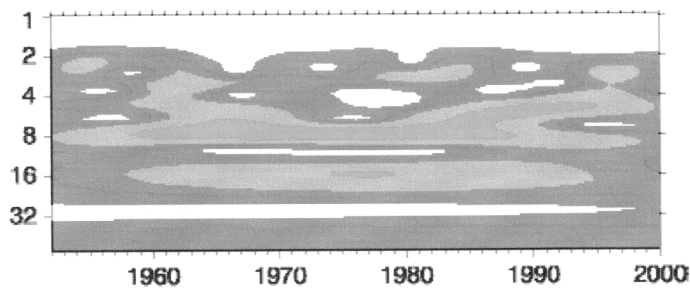
Rysunek 3. Kumulowane odchylenia średnich wartości temperatury powietrza zimą od średniej 50-letniej w Polsce w latach 1951-2000



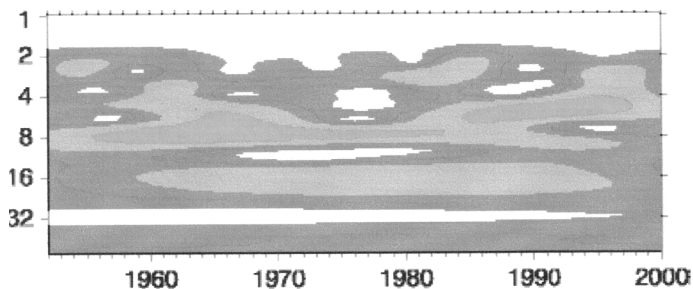
Rysunek 4. Widmo oscylacji średniej temperatury powietrza zimą w latach 1951-2000 w paśmie 2,1-50 lat – od góry: Suwałki, Kraków; R – współczynnik korelacji; $R_{0,05}$ – współczynnik korelacji istotny na poziomie 0,05; $R_{0,10}$ – współczynnik korelacji istotny na poziomie 0,10; θ – okres (lata)



Rysunek 5. Widmo oscylacji średniej temperatury powietrza zimą w latach 1951-2000 w paśmie 2,1-50 lat – od góry: Warszawa, Wrocław, Szczecin; R – współczynnik korelacji; $R_{0,05}$ – współczynnik korelacji istotny na poziomie 0,05; $R_{0,10}$ – współczynnik korelacji istotny na poziomie 0,10; θ – okres (lata)



Rysunek 6. Wyniki analizy falkowej średniej temperatury powietrza podczas zimy w Warszawie (1951-2000)



Rysunek 7. Wyniki analizy falkowej średniej temperatury powietrza podczas zimy w Krakowie(1951-2000)

5.3.4. Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce

Autor: Urszula CITKO

Opiekun naukowy: Jolanta WAWER

Celem niniejszej pracy jest określenie zakresu zmian i wahań temperatury powietrza w poszczególnych sezonach, półroczach i roku w Polsce, wykazanie różnic wartości trendu liniowego w porównywanych okresach czasu (30-lecie 1966-1995 i 50-lecie 1948-1997) i przyczyn tych różnic. Niezwykle istotne znaczenie ma analiza przebiegu średnich wartości temperatury w wieloleciu 1966-1995. Celem było też, określenie dat początku i czasu trwania termicznych pór roku i okresu wegetacyjnego oraz tendencji zmian termicznych pór roku i okresu wegetacyjnego. Te ostatnie wyniki badań przedstawiono w kolejnym podrzdziale (5.3.5).

Z przeprowadzonej szczegółowej analizy zmian przebiegu rocznego temperatury powietrza w Polsce i jej rozkładu przestrzennego w latach 1966-1995 wynikają następujące wnioski:

W Polsce wartości średniej rocznej temperatury powietrza rosną z północnego-wschodu ku południowemu-zachodowi. Stosunkowo wysokie wartości średniej rocznej temperatury powietrza występują w pasie nadmorskim, najniższe średnie roczne wartości temperatury poza obszarami górskimi, występują we wschodniej i północno-wschodniej Polsce ($6,2^{\circ}\text{C}$), natomiast w Polsce środkowej średnia zbliża się do średniej dla Polski ($7,9^{\circ}\text{C}$). Najwyższe wartości występują w Polsce zachodniej i południowo-zachodniej, tam średnie wartości wynoszą $8,8^{\circ}\text{C}$ - $8,7^{\circ}\text{C}$.

Średnia temperatura powietrza wiosną w Polsce wynosi $7,6^{\circ}\text{C}$. Najwyższe średnie wartości temperatury wiosną występują na krańcach południowych i południowo-zachodnich, najniższe zaś na krańcach północnych i północno-wschodnich (do $5,9^{\circ}\text{C}$).

Latem najchłodniejszym regionem jest Pomorze ($15,9^{\circ}\text{C}$) i północno-wschodnie krańce Polski ($16,0^{\circ}\text{C}$) oraz krańce Polski południowo-zachodniej ($15,9^{\circ}\text{C}$). Średnia dla Polski w tej porze roku wynosi $16,9^{\circ}\text{C}$ a średnie wartości temperatury w Polsce w lipcu wzrastają z północy i północnego-wschodu ku zachodowi i południowemu-zachodowi.

Średnia wartość temperatury powietrza jesienią wynosi $8,2^{\circ}\text{C}$. Najchłodniejszym regionem kraju w porze jesiennej jest północno-wschodnia Polska, tam średnia wartość temperatury powietrza spada do poniżej $7,0^{\circ}\text{C}$. Najcieplejszy jest natomiast pas nadmorski, tam średnia osiąga wartość $8,6^{\circ}\text{C}$.

Średnia wartość temperatury powietrza zimą w Polsce w 30-leciu 1966-1995 wynosi $-1,2^{\circ}\text{C}$. W całej Polsce średnie te wahają się od $-3,8^{\circ}\text{C}$ w północno-wschodniej Polsce do $0,5^{\circ}\text{C}$ na Pomorzu. Małe wartości średniej temperatury powietrza zimą występują w północno-wschodniej i wschodniej Polsce. Tam temperatura spada poniżej $-2,0^{\circ}\text{C}$.

Roczna amplituda temperatury powietrza wzrasta z zachodu i północnego-zachodu (gdzie średnio wynosi $19,0^{\circ}\text{C}$), ku wschodowi (gdzie średnio osiąga wartość $21,0^{\circ}\text{C}$). Najniższa amplituda temperatury powietrza w Polsce występuje w pasie nadmorskim od Świnoujścia do Gdańska, gdzie wynosi poniżej $18,0^{\circ}\text{C}$. Rozkład średnich rocznych izoamplitud temperatury w Polsce przyjmuje położenie południkowe.

Średnia temperatura minimalna w Polsce w badanym 30-leciu 1961-1990 na przykładzie badań z 18 stacji wynosi $3,0^{\circ}\text{C}$. Pośród miesięcy zimowych w styczniu występuje najniższa średnia minimalna temperatura powietrza i jest to $-6,2^{\circ}\text{C}$, najwyższa średnia temperatura minimalna w Polsce w 30-leciu 1961-1990 występuje w lipcu i wynosi $11,5^{\circ}\text{C}$.

W 30-leciu 1961-1990 średnia temperatura maksymalna na wszystkich stacjach na terenie Polski wynosi $10,9^{\circ}\text{C}$, przy czym waha się ona od $-0,8^{\circ}\text{C}$ w styczniu, do $21,3^{\circ}\text{C}$ (w najcieplejszym miesiącu w roku) – lipcu.

Absolutne wartości temperatury powietrza w Polsce wahają się w granicach od ponad $-35,0^{\circ}$ do powyżej $36,0^{\circ}\text{C}$. Na wszystkich stacjach w badanym wieloleciu absolutne minimum temperatury powietrza przypada w styczniu. Najniższe wartości w styczniu wystąpiły na krańcach północno-wschodnich (nawet do $-32,2^{\circ}\text{C}$), najwyższe natomiast wystąpiły w Polsce zachodniej i na Pomorzu ($-19,1^{\circ}\text{C}$)

Skrajnie najwyższe wartości maksymalnej temperatury powietrza na wszystkich stacjach w analizowanym 30-leciu 1961-1990 występują w cieplej porze roku w lipcu i sierpniu. Najwyższe wartości w lipcu wystąpiły na krańcach zachodnich ($36,4^{\circ}\text{C}$) i południowo-zachodnich ($36,2^{\circ}\text{C}$), zaś w sierpniu maksimum wystąpiło we Wrocławiu ($36,1^{\circ}\text{C}$).

Tendencje temperatury powietrza w sezonach i półroczach (ciepłym i chłodnym) i roku wyliczono na podstawie 12 stacji leżących w różnych regionach Polski (tab. 1-5, rys. 1-12).

W 30-leciu 1966-1995 tendencja temperatury powietrza w Polsce ma dodatnią wartość za wyjątkiem Lublina, gdzie jej średnia wartość jest ujemna i wynosi $-0,02^{\circ}\text{C}/10$ lat. Na pozostałych stacjach trend temperatury powietrza w roku jest dodatni i waha się w granicach od $0,15^{\circ}\text{C}/10$ lat w Białymstoku do $0,34^{\circ}\text{C}/10$ lat w Szczecinku. Największy wzrost rocznej temperatury powietrza obserwujemy w Polsce zachodniej (Jelenia Góra $0,30^{\circ}\text{C}/10$ lat) i na wybrzeżu (Szczecin $0,34^{\circ}\text{C}/10$ lat, Ustka $0,3^{\circ}\text{C}/10$ lat).

W 50-leciu 1948-1997 w większości stacji występuje słabo zaznaczony spadkowa tendencja. Zdecydowanie najmniejsza tendencja zaznacza się w Krakowie i wynosi $-0,17^{\circ}\text{C}/10$ lat. Największa dodatnia tendencja wystąpiła w Ustce i wyniosła $0,12^{\circ}\text{C}/10$ lat i w Szczecinie $0,12^{\circ}\text{C}/10$ lat. Oznacza to, że średnia roczna temperatura powietrza na stacjach Polski północnej i południowej i zachodniej, czyli w Jeleniej Górze, Wrocławiu, Poznaniu, Szczecinie, Szczecinku i Ustce wzrasta z roku na rok, na pozostałych zaś (Polska wschodnia, północno-wschodnia i środkowa) średnia roczna temperatura spada.

W 50-leciu 1948-1997 wiosną wystąpiła ujemna tendencja temperatury. Miało to miejsce w Krakowie ($-0,07^{\circ}\text{C}/10$ lat) i w Lublinie ($-0,03^{\circ}\text{C}/10$ lat). W 30-leciu 1966-1995 już tylko w Lublinie tendencja temperatury powietrza była ujemna. Na wszystkich pozostałych stacjach występuje rosnący trend liniowy. Wspólną cechą wszystkich stacji jest to, iż w każdym przypadku trend wykazał charakter wzrostowy, oznacza to, że średnia temperatura powietrza wiosną wzrasta.

W 50-leciu 1948-1997 na większości stacji wystąpiła ujemna tendencja temperatury w sezonie letnim. W 30-leciu 1966-1995 już tylko kilka z nich miało malejący trend temperatury a pozostałe z nich – rosnący. Stacjami, których tendencja temperatury zmieniła się z ujemnej w 50-leciu na dodatnią w 30-leciu należą: Kielce, Kraków, Warszawa. Oznacza to, że lata na wymienionych stacjach nieznacznie się ocieplają, w pozostałej części kraju – są chłodniejsze.

Jesienią w wieloleciu 1966-1995 tendencja temperatury powietrza jest niższa względem 50-lecia 1948-1997. Prawie na wszystkich stacjach wartości tendencji temperatury powietrza są większe w okresie 50-lecia. Różnice wartości omawianych dwóch okresów obserwacyjnych nie są wielkie, istnieje jednak pewna zależność – są ujemne.

Zimą tendencja temperatury powietrza w obydwu analizowanych wieloleciach jest dodatnia, wyjątek stanowią Lublin i Kraków. W pozostałych miastach duże są różnice wartości tendencji. Tendencje temperatury powietrza w sezonie zimowym są znacznie większe w wieloleciu 1966-1995 względem wielolecia 1948-1997. Zachowany został tu jednak ogólny, dodatni charakter tendencji temperatury powietrza. Oznacza to, że średnia temperatura zimą wzrasta z roku na rok

Tendencja zmian temperatury w sezonach, półroczach i roku w latach 1948-1997 w połowie stacji jest ujemna, w pozostałej dodatnia. W wieloleciu 1966-1995 już tylko w jednym mieście jest ona ujemna. Tylko w Krakowie trend temperatury wynoszący w 50-leciu $-0,17^{\circ}\text{C}/10$ lat, w 30-leciu wyniósł $-0,02^{\circ}\text{C}/10$ lat. Na pozostałych stacjach trend jest dodatni. Różnica tendencji temperatury powietrza w badanych stacjach waha się w granicach od $0,16^{\circ}\text{C}/10$ lat w Jeleniej Górze do $0,32^{\circ}\text{C}/10$ lat w Warszawie. Na stacjach zachodniej Polski różnica tendencji wynosi $0,26^{\circ}\text{C}/10$ lat w Poznaniu, na wybrzeżu od $0,09^{\circ}\text{C}/10$ lat w Szczecinku, do $0,22^{\circ}\text{C}/10$ lat w Ustce, w Polsce środkowej do $0,18^{\circ}\text{C}/10$ lat w Kielcach i $0,32^{\circ}\text{C}/10$ lat w Warszawie. Pozwala to stwierdzić, że ogólna tendencja temperatury powietrza wzrasta z roku na rok, a tylko w Krakowie spada i wynosi $0,02^{\circ}\text{C}/10$ lat. Największy wzrost temperatury występuje w Ustce i wynosi $0,34^{\circ}\text{C}/10$ lat.

Niewątpliwie należy podkreślić wyraźnie cieplejsze ostatnie ćwierćwiecze XX wieku, a zwłaszcza koniec lat 80-tych i lata 90-te. Wpłynęło to na ogólny charakter tendencji temperatury powietrza w poszczególnych sezonach, półroczach i roku a także przesunięcie dat początku trwania termicznych pór roku i czasu ich trwania.

Tabela 1. Tendencje zmian temperatury powietrza wiosną w Polsce w latach 1948 – 1997 i 1966-1995

Stacja	1948-1997	1966-1995
Białystok	$T=0,0118t-16,613$	$T=0,0128t-18,606$
Jelenia Góra	$T=0,0164t-25,598$	$T=0,0373t-66,864$
Kielce	$T=0,0118t-16,109$	$T=0,0238t-39,94$
Kraków	$T=-0,0071t+22,121$	$T=0,0236t-38,699$
Lublin	$T=-0,0027t+12,712$	$T=-0,006t+28,568$
Poznań	$T=0,0144t-20,61$	$T=0,0402t-71,491$
Suwałki	$T=0,0152t-24,352$	$T=0,0311t-55,683$
Szczecin	$T=0,0205t-32,55$	$T=0,055t-100,8$
Szczecinek	$T=0,0177t-28,255$	$T=0,0442t-80,537$
Ustka	$T=0,0223t-38,058$	$T=0,0454t-83,582$
Warszawa	$T=0,0082t-8,401$	$T=0,0235t-38,533$
Wrocław	$T=0,0121t-15,78$	$T=0,0371t-65,206$

Tabela 2. Tendencje zmian temperatury w powietrza w lecie w Polsce w latach 1948–1997 i 1966-1995

Stacja	1948-1997	1966-1995
Białystok	$T = -0,0185t + 53,163$	$T = -0,0132t + 42,606$
Jelenia Góra	$T = 0,0105t - 5,2019$	$T = 0,0362t - 56,163$
Kielce	$T = -0,0092t + 34,839$	$T = 0,0187t - 20,57$
Kraków	$T = -0,0218t + 60,473$	$T = 0,0442t - 70,533$
Lublin	$T = -0,0238t + 64,007$	$T = -0,0094t + 26,047$
Poznań	$T = -0,002t + 21,475$	$T = -0,0018t + 21,058$
Suwałki	$T = -0,013t + 41,875$	$T = -0,0103t + 36,457$
Szczecin	$T = 0,0142t - 10,906$	$T = 0,0186t - 19,609$
Szczecinek	$T = 0,0108t - 5,1426$	$T = 0,0067t + 3,0405$
Ustka	$T = 0,0103t - 4,4594$	$T = 0,0147t - 13,079$
Warszawa	$T = -0,0169t + 51,09$	$T = 0,0082t + 1,1511$
Wrocław	$T = 0,0033t + 10,834$	$T = 0,0384t - 58,802$

Tabela 3. Tendencje zmian temperatury w powietrza jesienią w Polsce w latach 1948 –1997 i 1966-1995

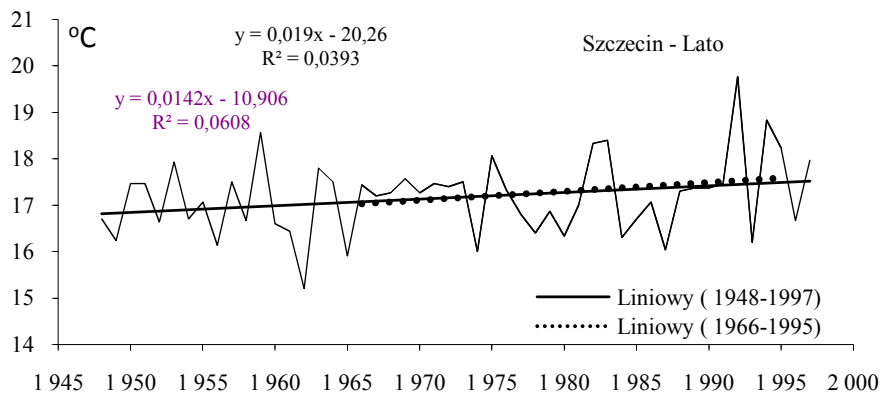
Stacja	1948-1997	1966-1995
Białystok	$T = -0,014t + 34,679$	$T = -0,0319t + 70,256$
Jelenia Góra	$T = -0,0021t + 11,754$	$T = -0,0083t + 24,151$
Kielce	$T = -0,0191t + 45,284$	$T = -0,022t + 51,028$
Kraków	$T = -0,029t + 65,663$	$T = -0,0176t + 42,983$
Lublin	$T = -0,0239t + 54,98$	$T = -0,0442t + 95,184$
Poznań	$T = -0,0125t + 33,185$	$T = -0,0282t + 64,495$
Suwałki	$T = -0,016t + 38,189$	$T = -0,0254t + 56,755$
Szczecin	$T = -0,0038t + 16,454$	$T = -0,0146t + 38,025$
Szczecinek	$T = -0,0096t + 26,897$	$T = -0,0203t + 48,151$
Ustka	$T = -0,0023t + 13,619$	$T = -0,0206t + 49,987$
Warszawa	$T = -0,0235t + 54,694$	$T = -0,0321t + 71,675$
Wrocław	$T = -0,0089t + 26,448$	$T = -0,0154t + 39,364$

Tabela 4. Tendencje zmian temperatury w powietrza zimą w Polsce w latach 1948 – 1997 i 1966-1995

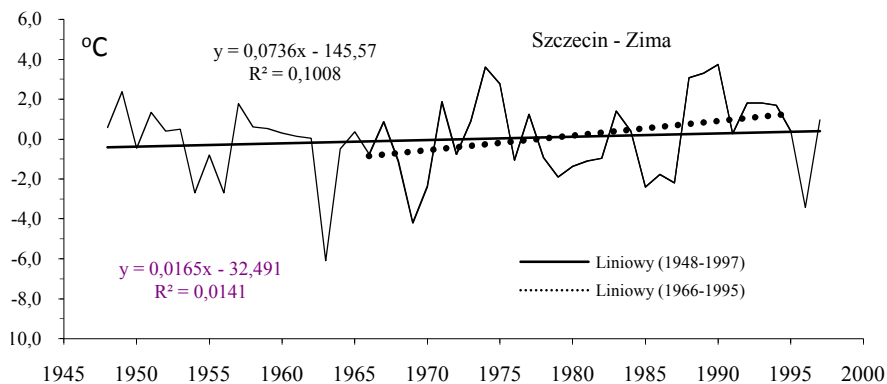
Stacja	1948-1997	1966-1995
Białystok	$T=0,0223t-47,116$	$T=0,11t-220,68$
Jelenia Góra	$T=0,0163t-33,638$	$T=0,0535t-106,97$
Kielce	$T=0,0087t-19,546$	$T=0,0489t-98,986$
Kraków	$T=-0,0089t+15,97$	$T=0,061t-122,24$
Lublin	$T=-0,0064t+10,166$	$T=0,0493t-99,942$
Poznań	$T=0,0122t-24,807$	$T=0,0626t-124,63$
Suwałki	$T=0,0153t-34,012$	$T=0,1138t-229,15$
Szczecin	$T=0,0165t-32,491$	$T=0,0738t-145,94$
Szczecinek	$T=0,0136t-28,238$	$T=0,0773t-154,24$
Ustka	$T=0,0184t-36,197$	$T=0,0797t-157,6$
Warszawa	$T=0,0103t-22,119$	$T=0,0794t-158,95$
Wrocław	$T=0,0146t-29,415$	$T=0,0571t-113,33$

Tabela 5. Tendencje zmian rocznej temperatury w powietrza w Polsce w latach 1948-1997 i 1966-1995

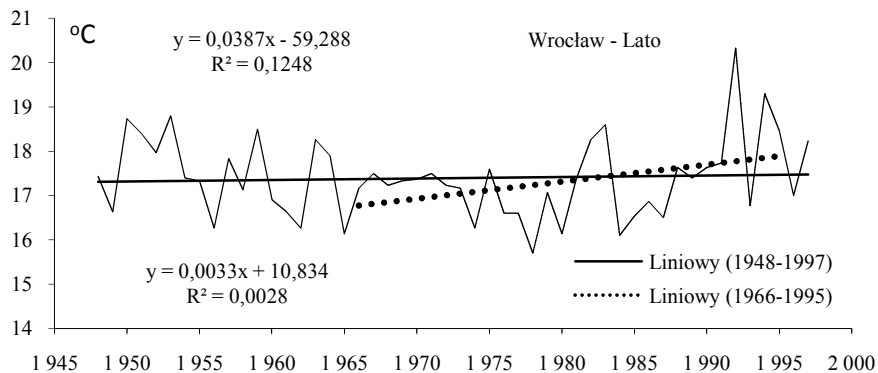
Stacja	1948-1997	1966-1996
Białystok	$T=-0,0021t+10,996$	$T=0,0146t-22,02$
Jelenia Góra	$T=0,0103t-13,171$	$T=0,0278t-48,864$
Kielce	$T=-0,0019t+11,117$	$T=0,0198t-31,251$
Kraków	$T=-0,0167t+41,057$	$T=-0,0024t+12,026$
Lublin	$T=-0,0142t+35,467$	$T=0,0171t-26,662$
Poznań	$T=0,0016t+5,179$	$T=0,0278t-47,123$
Suwałki	$T=-0,0002t+6,5926$	$T=0,0297t-50,183$
Szczecin	$T=0,0118t-14,873$	$T=0,0293t-50,72$
Szczecinek	$T=0,0081t-8,6847$	$T=0,0181t-27,529$
Ustka	$T=0,0122t-16,274$	$T=0,0336t-57,858$
Warszawa	$T=-0,0055t+18,816$	$T=0,0266t-45,128$
Wrocław	$T=0,0053t-1,9782$	$T=0,0299t-51,357$



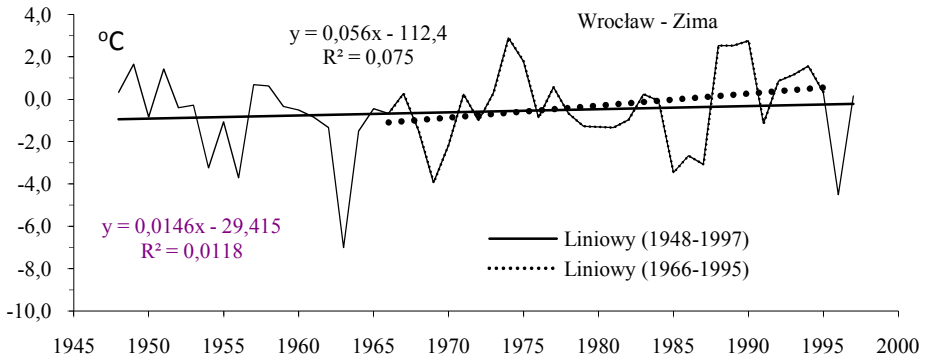
Rysunek 1. Tendencje zmian temperatury powietrza w Szczecinie w latach 1945-1997 – Lato



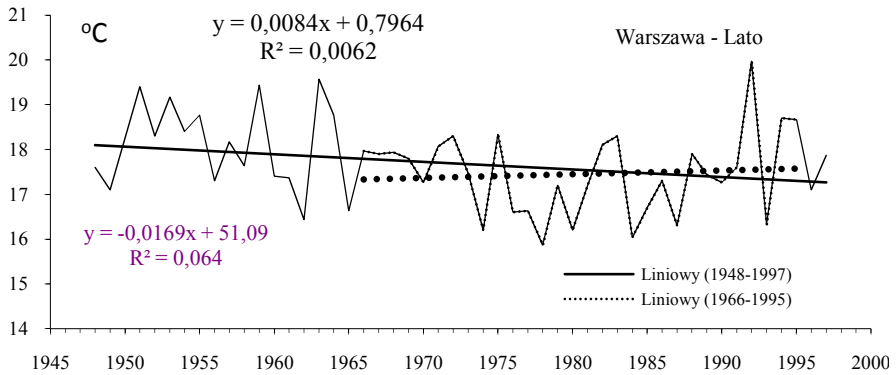
Rysunek 2. Tendencje zmian temperatury powietrza w Szczecinie w latach 1945-1997 – Zima



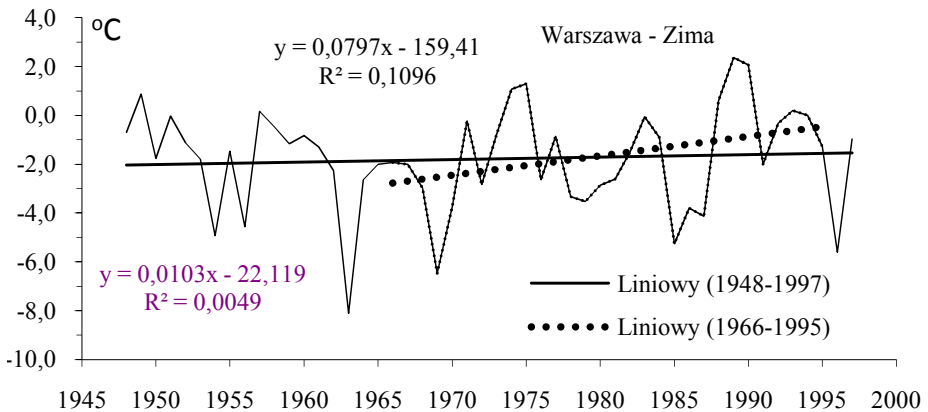
Rysunek 3. Tendencje zmian temperatury powietrza we Wrocławiu w latach 1945-1997 – Lato



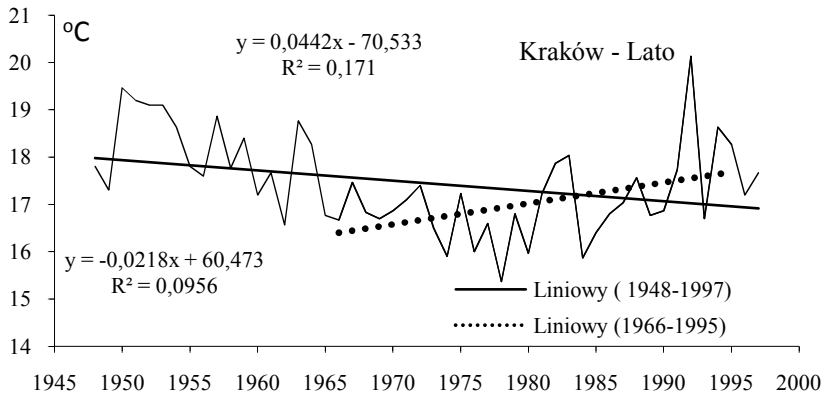
Rysunek 4. Tendencje zmian temperatury powietrza we Wrocławiu w latach 1945-1997 – Zima



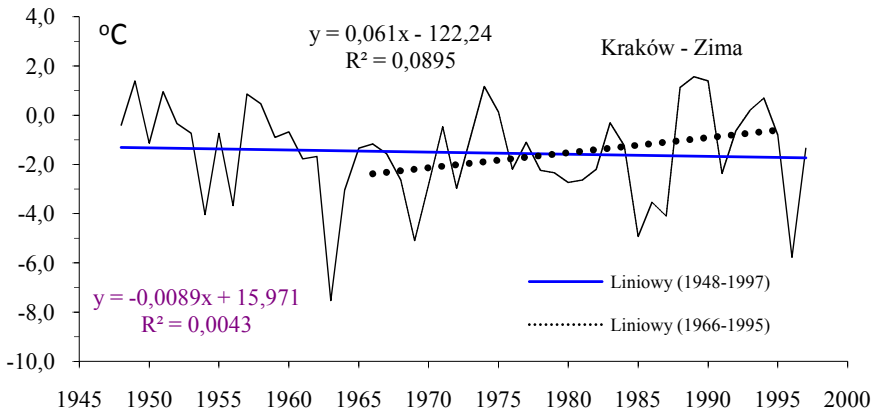
Rysunek 5. Tendencje zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1945-1997 – Lato



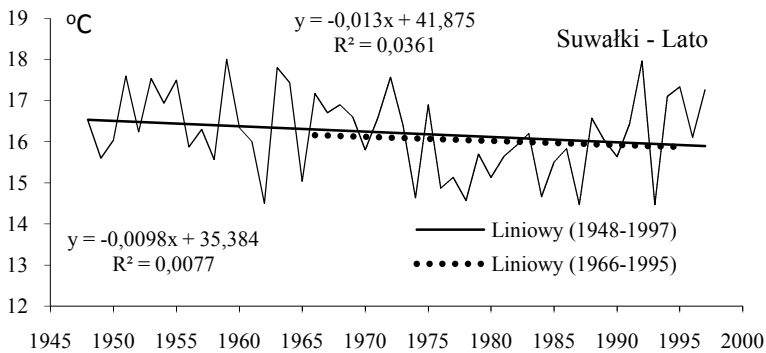
Rysunek 6. Tendencje zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1945-1997 – Zima



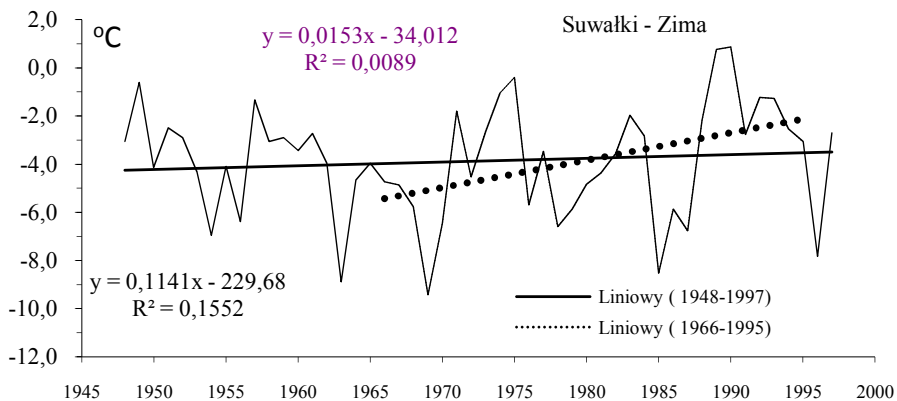
Rysunek 7. Tendencje zmian temperatury powietrza w Krakowie w latach 1945-1997 – Lato



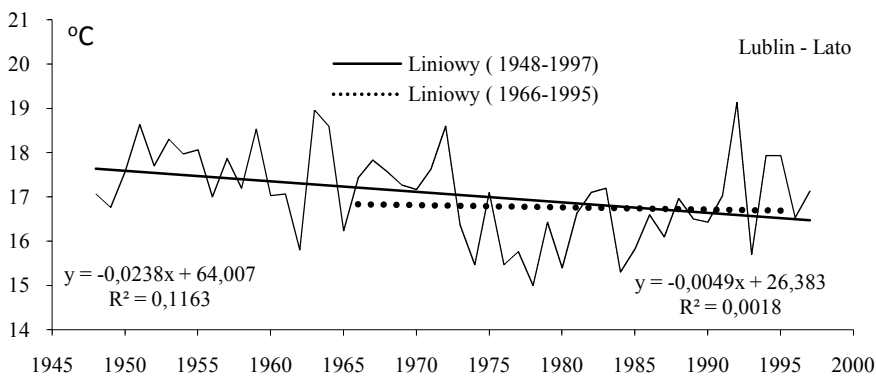
Rysunek 8. Tendencje zmian temperatury powietrza w Krakowie w latach 1945-1997 – Zima



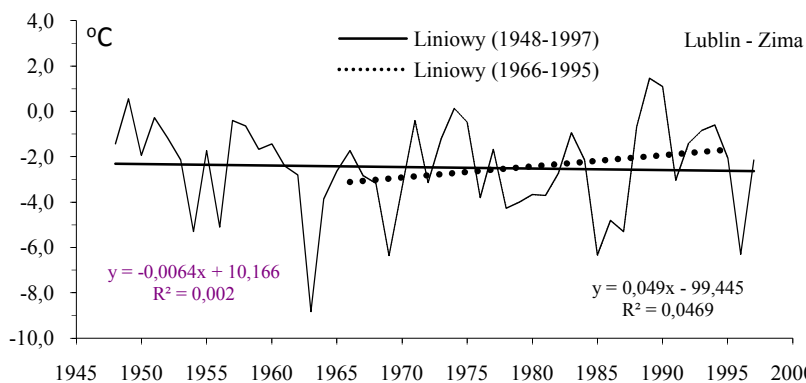
Rysunek 9. Tendencje zmian temperatury powietrza w Suwałkach w latach 1945-1997 – Lato



Rysunek 10. Tendencje zmian temperatury powietrza w Suwałkach w latach 1945-1997 – Zima



Rysunek 11. Tendencje zmian temperatury powietrza w Lublinie w latach 1945-1997 – Zima



Rysunek 12. Tendencje zmian temperatury powietrza w Lublinie w latach 1945-1997 – Zima

5.3.5. Termiczne pory roku i okres wegetacyjny w Polsce

Urszula CITKO, Jolanta WAWER

Termiczne pory roku i okres wegetacyjny w Polsce wiążą się ze zmiennością procesów klimatotwórczych: obiegu ciepła i wilgoci oraz z cyrkulacji atmosferycznej, co znajduje swoje odbicie w długości ich trwania i datach początku.

O termicznych sezonach w Polsce pisali prawie 100 lat temu : Romer (1912) i Merecki (1914), wyróżniając sześć charakterystycznych pór roku na podstawie trzech progów termicznych: 0,5 i 15°C. Romer wprowadził też pojęcia: okresu gospodarczego (sezon z temperaturą powyżej 2,5°C) i wegetacyjnego (sezon z temperaturą powyżej 5°C).

Sposobami wyznaczania średnich dat początku i długości poszczególnych pór roku (przedwiośnia, wiosny, lata, jesieni, przedzimia i zimy) zajmowano się w wielu opracowaniach: Romer (1938,1949), Gumiński (1948), Hess (1965), Warszawski (1971), Niedźwiedz i Limanówka (1992), Wiszniewski i Chełchowski (1975), Makowiec (1983), Piotrowicz (2000).

Nie ulega wątpliwości, że termiczne pory roku są doskonałą charakterystyką warunków termicznych na danym obszarze, jak i przykładem ogromnej ich zmienności w czasie i przestrzeni.

Termiczne pory roku w niniejszym opracowaniu zostały wyznaczone zmodyfikowaną metodą Gumińskiego (1948). Jest to metoda rachunkowa oparta na wartościach średnich miesięcznych temperatury powietrza, w której przyjęto kilka założeń, że wartość temperatury równa średniej miesięcznej przypada na środkowy dzień miesiąca i temperatura zmienia się równomiernie między kolejnymi środkowymi dniami miesiąca. Modyfikacja polega na tym, że w miesiącach 31-dniowych środkowy dzień to dzień szesnasty, a nie piętnasty oraz poszczególnym miesiącom przypisywano rzeczywistą liczbę dni a nie 30.

Opracowanie oparto na średnich miesięcznych wartościach temperatury powietrza z lat 1966-1995 z 57 stacji z obszaru Polski, z publikacji Cz. Koźmińskiego i B. Michalskiej (2003). Termiczne pory roku z tego okresu porównano z porami wyznaczonymi z okresu 1931-1960.

Przedwiośnie

Termiczne przedwiośnie w Polsce rozpoczyna się, gdy średnia dobowa temperatura powietrza jest wyższa od 0°C, ale nie przekracza 5°C. Takie stosunki termiczne występują już w końcu lutego w zachodniej i południowo-zachodniej części kraju. W rejonie Świnoujścia, Słubic i Szczecina pora ta wkracza już około 11 lutego, na półwyspie i Nizinie Śląskiej w drugiej dekadzie lutego, natomiast w środkowej Polsce na przełomie drugiej i trzeciej dekady lutego (tab.1). Na Pojezierzu Mazurskim oraz we wschodniej Polsce przedwiośnie pojawia się dopiero około 3-5 marca. Najpóźniej, bo dopiero w drugiej dekadzie marca, sezon ten rozpoczyna się na północo-wschodzie kraju. Zatem zróżnicowanie dat początku przedwiośnia w Polsce wynosi ponad miesiąc: od 11 lutego w Słubicach do 8 marca w Białymstoku i 14 marca w Suwałkach.

Średni czas trwania przedwiośnia wynosi około 40 dni. Na wschodzie kraju trwa najkrócej (30 -33 dni w Białymstoku, Lublinie, Przemyślu i Zamościu), zaś ku zachodowi

i na północo-zachód wydłuża się do 40-42 dni (Zgorzelec, Szczecin). Najdłużej trwa na wybrzeżu Bałtyku, do ponad 50 dni (Świnoujście – 50 dni, Ustka – 55 dni). W środkowej Polsce długość przedwiośnia wynosi około 35-38 dni.

Analizowany okres wieloletni 1966-1995 porównano z okresem 1930-1960. Okazało się, że termiczne przedwiośnie (w końcu XX. wieku) pojawiało się o tydzień lub nawet dekadę wcześniej i trwało dłużej o 2 dni (na zachodzie Polski) a na północo-zachodzie nawet o 25 dni (Suwałki).

Wiosna

Gdy średnia temperatura powietrza waha się od 5 do 15°C nastaje termiczna wiosna. Wkracza ona w Polsce od zachodu i stopniowo obejmuje jej część środkową, a następnie pojawia się na wschodzie i północo-wschodzie. Najwcześniej się pojawia na Nizinie Śląskiej, w Kotlinie Sandomierskiej i Wyżynie Śląskiej a także w zachodniej części Niziny Wielkopolskiej w drugiej dekadzie marca. Na przełomie marca i kwietnia wiosna rozpoczyna się w środkowej części pasa nizin, natomiast na północnym-wschodzie kraju, w pierwszej dekadzie kwietnia (Olsztyn, Kętrzyn, Białystok – 7 kwietnia). Dopiero tydzień później wiosna dociera na Suwalszczyznę (13 kwietnia). Na Pobrzeżu i Pojezierzu Pomorskim wiosna pojawia się na początku kwietnia.

Zróżnicowanie średnich dat początku przedwiośnia na obszarze Polski waha się od 23 marca w Legnicy, 25 marca we Wrocławiu do 13 kwietnia w Suwałkach, czyli wynosi 3 tygodnie (tab. 1).

Długość termicznej wiosny w Polsce waha się od około 60 dni do ponad 80. Najkrótsza wiosna występuje w Puławach (59 dni) i na Mazowszu (62-63 dni), najdłuższa zaś na wybrzeżu (Ustka 85 dni) i kotlinach górskich (Jelenia Góra 81 dni).

Porównanie termicznej wiosny z okresu 1966-1995 i 1930-1960 ukazało, że wiosna końca XX. wieku nieco wcześniej się pojawia (o kilka dni) i dłużej trwa o około 7 dni.

Lato

Koniec termicznej wiosny i jednocześnie początek termicznego lata wyznacza przejście średniej dobowej temperatury powietrza przez próg 15°C. Ma to miejsce przeważnie w czerwcu, choć pojawić się może też w maju (Puławy 28 maja, Opole 30 maja). Sezon ten wkracza jednocześnie od zachodu i południowego zachodu jak i do centrum kraju. Najpóźniej lato zaczyna się na południu i na pojezierzach (10-15 czerwca) a najpóźniej dociera na wybrzeże Bałtyku (Ustka 24 czerwca) (tab. 2).

Różnica średnich dat początku lata na obszarze Polski jest znaczna i wynosi około miesiąca.

Średni czas trwania termicznego lata w Polsce ma przebieg równoleżnikowy i w znacznym stopniu jest uzależniony od ochładzającego wpływu Morza Bałtyckiego. Zatem najkrótsze lato występuje na wybrzeżu, Suwalszczyźnie i pojezierzach (69-70 dni), a w górach i pogórzu jeszcze krócej. W Polsce środkowej lato trwa około 90 dni (92 w Płocku, 94 dni w Poznaniu, Sandomierzu), na zachodzie zaś około 95 dni (Legnica, Słubice). Najdłuższe lato panuje w Puławach (99 dni) i Opolu (101 dni).

Z porównania okresów wieloletnich 1966-1995 i 1930-1960 wynika, że lato później się zaczyna i nieco krócej trwa (o kilka dni).

Jesień

Termiczna jesień rozpoczyna się w Polsce, gdy średnia dobową temperatura powietrza waha się w przedziale 5 i 15°C. Sezon ten pojawia się najwcześniej na Suwalszczyźnie (24 sierpnia) oraz w kotlinach górskich (Jelenia Góra 23 sierpnia, Kłodzko 26 sierpnia) (tab. 3). W ostatnich dniach sierpnia pora ta zaczyna się na pojezierzach i wschodzie kraju (Olsztyn 28 sierpnia, Lublin, Zamość 30 sierpnia). W pierwszych dniach września jesień pojawia się na północy kraju (Gdańsk i Elbląg – 1 września) i w centrum (2-3 września – Warszawa, Łódź). Najpóźniej, bo pod koniec pierwszej dekady września wkracza na Nizinę Wielkopolską, Nizinę Śląską (Zielona Góra 6 września, Opole 8 września).

Zróżnicowanie dat początku jesieni na obszarze Polski wynosi około 2 tygodni.

Termiczna jesień trwa około 60-70 dni. Jest ona krótsza na wschodzie: we Włodawie i Sandomierzu trwa 60 dni, nieco dłuższa w środkowej Polsce 64-65 dni, na zachodnich krańcach przekracza 66 dni a najdłuższa zaś na Pojezierzu Pomorskim i wybrzeżu 70-73 dni).

Porównując jesień z okresu późniejszego (1966-1995) i wcześniejszego (1930-1960) okazuje się, że może się ona nieco wcześniej pojawiać się (średnio o około 3 dni) i trwać o kilka dni dłużej.

Przedzimie

Zanim nastanie termiczna zima, po jesieni pojawia się pora przejściowa – przedzimie. Kończy się wtedy okres wegetacyjny, który trwał od wiosny. Zakres wahań temperatury średniej dobowej wynosi od 5 do 0°C. Sezon ten najwcześniej się pojawia we wschodnich i północno-wschodnich rejonach Polski już od koniec października – 26 października w Suwałkach, 29 października w Białymstoku i 31 października we Włodawie. Nieco później pojawia się w środkowej Polsce, nad Zatoką Gdańską i Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej – około 4 listopada. Stopniowo przedzimie przesuwa się ku zachodowi i północnemu-zachodowi, gdzie pojawia się najpóźniej, czyli w drugiej dekadzie listopada (Szczecin – 12 listopada, Świnoujście, Ustka – 13 listopada. Zróżnicowanie średnich dat początku tego sezonu wynosi kilkanaście dni.

Czas trwania przedzimia waha się od 32 do 45 dni i jest najmniej zróżnicowaną pod względem długości termiczną porą roku. Najdłużej trwa ono na zachodzie i południowym-zachodzie kraju i na wybrzeżu Morza Bałtyckiego (44-45 dni). W środkowej części kraju trwa średnio 35 do 49 dni (35 – Warszawa, 37 – Toruń, 39 – Poznań).

Daty początku przedzimia jak jego długość w latach 1966-1995 i 1930-1960 nie ulegają wyraźnym zmianom.

Zima

Okres z temperaturą średnią dobową poniżej 0°C stanowi termiczną zimę. Sezon ten najwcześniej się pojawia już pod koniec listopada na Suwalszczyźnie obejmując następnie dalsze tereny w północno-wschodniej części kraju (Suwałki – 26 października) (tab. 4). Stosunkowo wcześnie, gdyż na początku grudnia zima wkracza na Lubelszczyznę (Lublin – 1 listopada, Zamość – 2 listopada). Termiczna zima pojawiając się od wschodu, stopniowo przesuwa się ku zachodowi kraju. W środkowej Polsce sezon ten pojawia się

na przełomie pierwszej i drugiej dekady grudnia (Warszawa, Łódź – 9 grudnia, Płock 11 grudnia), zaś na zachodzie – w drugiej dekadzie grudnia (Wrocław – 19 grudnia, Zgorzelec – 17 grudnia). Pod koniec grudnia zima obejmuje już cały kraj, najpóźniej pojawia się na północo-zachodzie Polski (Ustka – 17 grudnia, Świnoujście – 29 grudnia).

Zróżnicowanie średnich dat początku sezonu zimowego na obszarze Polski wynosi aż 4 tygodnie.

Czas trwania termicznej zimy wykazuje znaczne zróżnicowanie: od 50 do prawie 110 dni.

Zima najdłużej trwa na północnym-wschodzie i wschodzie kraju (Suwałki – 108 dni, Białystok – 98 dni, Włodawa – 90 dni, Lublin, Zamość 87 dni), nieco krócej na Mazowszu (powyżej 70 dni) i Wielkopolsce (60-70 dni). Pora ta najkrócej trwa na zachodzie (50-60 dni) a zwłaszcza na północo-zachodzie, nawet poniżej 50 dni (Szczecin, Ustka – 49 dni, Świnoujście – 44 dni). Długość zimy wyraźnie się zmienia, tam gdzie zaznaczają się wpływy kontynentalne zima trwa nawet 100 dni a tam gdzie wyraźne są wpływy oceaniczne i zaznacza się ocieplający wpływ Morza Bałtyckiego zima trwa nawet o około 50-60 dni krócej.

Porównując daty początku jak i czas trwania termicznych pór roku w wieloletnich latach 1966-1995 i 1930-1960 okazuje się iż zima pojawia się nieco później i wyraźnie ulega skróceniu, średnio o 10 dni.

Okres wegetacyjny

Okresem wegetacyjnym w fenologii nazywa się czas od zapylenia leszczyny (początek wiosny) do opadania liści brzozy brodawkowatej (koniec jesieni) lub też początkiem okresu wegetacyjnego jest termin rozpoczęcia prac polowych.

Meteorologiczny okres wegetacyjny jest porą, kiedy średnia temperatura dobowa przekracza 5°C, zatem zaliczamy do niego trzy termiczne pory roku: wiosnę, lato i jesień. Ze względu na różny czas trwania sezonów termicznych ujawnia się specyfika, że w klimatach kontynentalnych charakterystyczne jest występowanie długiej zimy i krótkich pór przejściowych a w klimatach oceanicznych zima jest porą zdecydowanie krótszą, zaś długie jest przedzimie i przedwiośnie. Znacznie mniejszym zakresem zróżnicowania, zarówno dat początku jak i długości, charakteryzują się właśnie pory stanowiące okres wegetacji. Skutkiem tego jest nie tak wielkie jego zróżnicowanie na obszarze Polski (tab. 5).

Okres wegetacyjny w Polsce najwcześniej, gdyż już pod koniec marca, rozpoczyna się na południowym- zachodzie kraju i obejmuje obszar wzdłuż doliny Odry i Wielkopolskę (Legnica – 23 marca, Opole, Słubice – 24 marca, Leszno – 27 marca, Poznań – 28 marca).

Następnie na przełomie marca i kwietnia wkracza do środkowej Polski (Warszawa, Płock, Łódź – 31 marca) i przesuwa się ku północy i północnemu-wschodowi. Na wybrzeżu rozpoczyna się na początku kwietnia (Świnoujście 2 kwietnia, Koszalin – 4 kwietnia), a najpóźniej, bo na przełomie pierwszej i drugiej dekady kwietnia w Białymstoku i Olsztynie (7 kwietnia) a dopiero 13 kwietnia w Suwałkach.

Koniec okresu wegetacyjnego przypada na koniec października (Suwałki 26 października, Białystok – 29 października, Włodawa – 30 października) lub pierwszą dekadę li-

stopada (na znacznym obszarze kraju). Najpóźniej, bo na początku drugiej dekady listopada sezon wegetacji kończy się na północnym-zachodzie Polski (Szczecin – 12 listopada, Świnoujście, Ustka – 13 listopada).

Średni czas trwania okresu wegetacyjnego w Polsce z okresu 1966-1995 wynosi 219 dni. Najdłuższy okres wegetacji występuje w południowej i południowo-zachodniej Polsce oraz na północo-zachodzie, powyżej 225 dni a skrajnie nawet powyżej 230 dni (Legnica, Siedlce – 232 dni, Szczecin – 230 dni, Szczecinek – 35 dni). Najkrótszy czas wegetacji przypada na północo-wschód Polski (Suwałki – 196 dni, Białystok – 205 dni, Olsztyn – 208 dni).

W górach długość okresu wegetacyjnego ulega wyraźnemu skróceniu, co związane jest z wpływem wysokości i rzeźby.

Literatura:

- Gumiński R., 1948, *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce*, Prz. Met. i Hydr., t.1, nr1.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, CXV, Prace Geograficzne z.11.
- Makowiec M., 1983, *Wyznaczanie termicznych pór roku*, Prz. Geod. T.28,z.2.
- Merecki R., 1914, *Klimatologia ziem polskich*, wyd. J.Cotty, Warszawa.
- Niedźwiedz T., Limanówka D., 1992, *Termiczne pory roku w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, nr 90.
- Piotrowicz K., 2000, *Sposoby wydzielenia pór roku*, Prz. Geod., t.45, nr 3-4.
- Romer E., 1912, *Klimat ziem polskich*, [W:] Encyklopedia polska, t.1. PAN.
- Romer E., 1938, *Pogląd na klimat Polski*, Czas. Geogr., t.16.
- Romer E., 1949, *Okresy gospodarcze w Polsce*, Prace Wrocł. Tow. Naukowego, seria B.
- Warszawski W., 1971, *Termiczne pory roku w Polsce*, Zeszyty Naukowe UŁ, seria 2, nr 43.
- Wiszniewski W., Chelchowski W., 1975, *Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatologiczna Polski*, Wyd. Komunikacji i Łączności.

Tabela 1. Różnica czasu trwania wiosny Polsce w latach 1966-1995 i 1931-1960

Stacje	WIOSNA				r.	Stacje	WIOSNA				r.
	1966-1995		1931-1960				1966-1995		1931-1960		
	Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.			Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.	
Aleksandrowice	30.03	75	2.04	70	5	Poświętne	1.04	63	4.04	61	2
Białystok	7.04	66	8.04	54	12	Poznań	28.03	66	1.04	58	8
Chojnice	8.04	76	10.04	63	13	Prabuty	6.04	73	11.04	62	11
Częstochowa	30.03	69	2.04	60	9	Przemysł	29.03	66	1.04	56	10
Elbląg	3.04	71	5.04	65	6	Puławy	30.03	59	3.04	55	4
Gdańsk	8.04	77	8.04	67	10	Racibórz	25.03	70	28.03	61	9
Gorzów	27.03	69	30.03	62	7	Radom	30.03	64	3.04	58	6
Jelenia Góra	4.04	81	7.04	72	9	Resko	2.04	74	4.04	69	5
Kalisz	28.03	67	1.04	60	7	Rzeszów	30.03	66	3.04	57	9
Katowice	28.03	70	2.04	62	8	Sandomierz	30.03	64	3.04	56	8
Kętrzyn	7.04	72	8.04	61	11	Siedlce	3.04	66	5.04	58	8
Kielce	3.04	70	4.04	59	11	Słubice	24.03	71	29.03	63	8
Kłodzko	2.04	79	1.04	70	9	Suwałki	13.04	76	12.04	58	18
Koło	29.03	66	2.04	58	8	Świnoujście	2.04	76	3.04	69	7
Koszalin	4.04	79	6.04	72	7	Szczecin	27.03	67	31.03	66	1
Kraków-Obs.	29.03	67	28.03	57	10	Szczecinek	25.03	68	6.04	66	2
Lębork	7.04	77	8.04	66	11	Tarnów	25.03	68	29.03	91	-23
Legnica	23.03	73	27.03	63	10	Toruń	1.04	64	4.04	58	6
Leszno	27.03	69	30.03	62	7	Ustka	10.04	85	9.04	70	15
Łódź	31.03	66	4.04	59	7	Warszawa	31.03	62	3.04	56	6
Lublin	2.04	67	4.04	56	11	Wieluń	29.03	67	1.04	60	7
Mława	5.04	69	8.04	58	11	Włodawa	3.04	64	4.04	54	10
Nowy Sącz	27.03	70	3.04	95	-25	Wrocław	25.03	70	28.03	62	8
Olsztyn	7.04	73	9.04	61	12	Zamość	2.04	67	3.04	57	10
Opole	24.03	67	30.03	61	6	Zgorzelec	27.03	74	29.03	66	8
Ostrołęka	3.04	63	5.04	56	7	Zielona Góra	27.03	69	30.03	63	6
Płock	31.03	64	3.04	57	7	średni czas		70		63	7

Tabela 2. Różnica czasu trwania lata w Polsce w latach 1966-1995 i 1931-1960

Stacje	LATO					Stacje	LATO				
	1966-1995		1931-1960		r.		1966-1995		1931-1960		r.
	Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.			Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.	
Aleksandrowice	13.06	80	11.06	85	-5	Poświętne	2.06	91	4.06	91	0
Białystok	5.06	83	1.06	92	-9	Poznań	2.06	94	20.05	102	-8
Chojnice	15.06	73	12.06	78	-5	Prabuty	12.06	79	12.06	77	2
Częstochowa	7.06	87	1.06	94	-7	Przemyśl	3.06	93	27.05	104	-11
Elbląg	10.06	83	9.06	87	-4	Puławy	28.05	99	28.05	102	-3
Gdańsk	16.06	77	14.06	78	-1	Racibórz	3.06	94	28.05	103	-9
Gorzów	4.06	93	31.05	100	-7	Radom	2.06	93	31.05	97	-4
Jelenia Góra	20.06	64	18.06	66	-2	Resko	13.06	78	12.06	80	-2
Kalisz	3.06	94	31.05	98	-4	Rzeszów	4.06	90	30.05	100	-10
Katowice	6.06	89	3.06	93	-4	Sandomierz	2.06	94	29.05	100	-6
Kętrzyn	11.06	79	8.06	85	-6	Siedlce	5.06	87	2.06	92	-5
Kielce	9.06	81	2.06	93	-12	Słubice	3.06	95	31.05	98	-3
Kłodzko	18.06	69	10.06	82	-13	Suwałki	15.06	69	9.06	80	-11
Koło	3.06	93	30.05	100	-7	Świnoujście	15.06	81	11.06	89	-8
Koszalin	18.06	73	17.06	74	-1	Szczecin	2.06	95	5.06	94	1
Kraków-Obs.	4.06	90	24.05	110	-20	Szczecinek	1.06	97	11.06	79	18
Lębork	16.06	73	13.06	78	-5	Tarnów	1.06	97	28.06	74	23
Legnica	4.06	95	29.05	104	-9	Toruń	3.06	92	1.06	96	-4
Leszno	4.06	91	31.05	99	-8	Ustka	24.06	70	18.06	77	-7
Łódź	4.06	90	2.06	94	-4	Warszawa	1.07	65	29.05	100	-35
Lublin	6.06	85	30.05	97	-12	Wieluń	4.06	91	31.05	100	-9
Mława	8.06	82	5.06	87	-5	Włodawa	3.06	90	28.05	100	-10
Nowy Sącz	5.06	90	6.06	89	1	Wrocław	3.06	94	29.05	103	-9
Olsztyn	12.06	77	9.06	82	-5	Zamość	6.06	85	30.05	97	-12
Opole	30.05	101	30.05	102	-1	Zgorzelec	9.06	85	3.06	96	-11
Ostrołęka	2.06	90	31.05	94	-4	Zielona Góra	4.06	94	1.06	98	-4
Płock	3.06	92	30.05	99	-7	średni czas		86		92	-6

Tabela 3. Różnica czasu trwania jesieni w Polsce w latach 1966-1995 i 1931-1960

Stacje	JESIEŃ					Stacje	JESIEŃ				
	1966-1995		1931-1960		r.		1966-1995		1931-1960		r.
	Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.			Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.	
Aleksandrowice	1.09	68	4.09	64	4	Poświętne	1.09	64	3.09	60	4
Białystok	27.08	63	1.09	57	6	Poznań	4.09	65	8.09	59	6
Chojnice	27.08	66	29.08	63	3	Prabuty	30.08	65	28.08	66	-1
Częstochowa	2.09	64	3.09	63	1	Przemysł	4.09	62	8.09	58	4
Elbląg	1.09	66	4.09	62	4	Puławy	4.09	62	7.09	58	4
Gdańsk	1.09	67	31.08	65	2	Racibórz	5.09	65	8.09	63	2
Gorzów	5.09	64	8.09	60	4	Radom	3.09	61	5.09	59	2
Jelenia Góra	23.08	72	23.08	71	1	Resko	30.08	70	31.08	69	1
Kalisz	5.09	63	6.09	61	2	Rzeszów	2.09	64	7.09	59	5
Katowice	3.09	64	4.09	62	2	Sandomierz	4.09	60	6.09	58	2
Kętrzyn	29.08	67	1.09	61	6	Siedlce	31.08	62	2.09	59	3
Kielce	29.08	64	3.09	60	4	Słubice	6.09	66	6.09	65	1
Kłodzko	26.08	70	31.08	67	3	Suwałki	24.08	63	28.08	58	5
Koło	4.09	63	7.09	60	3	Świnoujście	4.09	70	8.09	65	5
Koszalin	30.08	72	30.08	70	2	Szczecin	5.09	68	7.09	63	5
Kraków-Obs.	2.09	63	11.09	59	4	Szczecinek	6.09	64	29.08	66	-2
Lębork	28.08	73	30.08	70	3	Tarnów	6.09	64	10.09	61	3
Legnica	7.09	64	10.09	62	2	Toruń	3.09	63	5.09	60	3
Leszno	3.09	65	7.09	62	3	Ustka	2.09	72	3.09	69	3
Łódź	2.09	64	4.09	60	4	Warszawa	3.09	62	6.09	58	4
Lublin	30.08	63	4.09	59	4	Wieluń	3.09	64	8.09	60	4
Mława	29.08	63	31.08	60	3	Włodawa	1.09	60	5.09	57	3
Nowy Sącz	3.09	65	3.09	66	-1	Wrocław	5.09	64	9.09	62	2
Olsztyn	28.08	65	30.08	63	2	Zamość	30.08	64	4.09	58	6
Opole	8.09	63	9.09	61	2	Zgorzelec	2.09	68	7.09	64	4
Ostrołęka	31.08	63	2.09	59	4	Zielona Góra	6.09	63	7.09	61	2
Płock	3.09	63	6.09	59	4	średni czas		65		62	3

Tabela 4. Różnica czasu trwania zimy w Polsce w latach 1966-1995 i 1931-1960

Stacje	ZIMA					Stacje	ZIMA				
	1966-1995		1931-1960		r.		1966-1995		1931-1960		r.
	Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.			Pocz.	Cz.	Pocz.	Cz.	
Aleksandrowice	14.12	68	13.12	78	-10	Poświętne	9.12	80	8.12	90	-10
Białystok	30.11	98	1.12	105	-7	Poznań	17.12	63	14.12	75	-12
Chojnice	8.12	83	8.12	92	-9	Prabuty	11.12	80	14.12	93	-13
Częstochowa	9.12	74	10.12	82	-8	Przemyśl	8.12	78	9.12	86	-8
Elbląg	13.12	73	13.12	80	-7	Puławy	10.12	76	9.12	87	-11
Gdańsk	19.12	67	13.12	82	-15	Racibórz	15.12	62	17.12	67	-5
Gorzów	19.12	60	17.12	67	-7	Radom	10.12	74	9.12	86	-12
Jelenia Góra	11.12	71	9.12	82	-11	Resko	21.12	58	20.12	68	-10
Kalisz	13.12	67	14.12	75	-8	Rzeszów	8.12	78	9.12	88	-10
Katowice	12.12	68	11.12	80	-12	Sandomierz	6.12	81	6.12	89	-8
Kętrzyn	12.12	83	6.12	99	-16	Siedlce	5.12	87	4.12	97	-10
Kielce	4.12	85	6.12	91	-6	Słubice	24.12	49	20.12	61	-12
Kłodzko	10.12	74	13.12	75	-1	Suwałki	26.11	108	27.11	117	-9
Koło	13.12	70	13.12	78	-8	Świnoujście	29.12	44	26.12	55	-11
Koszalin	23.12	56	22.12	66	-10	Szczecin	25.12	49	20.12	63	-14
Kraków-Obs.	9.12	75	14.12	72	3	Szczecinek	14.12	65	12.12	82	-17
Lębork	20.12	62	19.12	72	-10	Tarnów	14.12	65	15.12	73	-8
Legnica	24.12	51	17.12	65	-14	Toruń	12.12	73	12.12	82	-9
Leszno	17.12	61	16.12	70	-9	Ustka	27.12	49	24.12	64	-15
Łódź	9.12	76	9.12	86	-10	Warszawa	9.12	77	9.12	86	-9
Lublin	4.12	87	7.12	91	-4	Wieluń	13.12	68	13.12	77	-9
Mława	4.12	89	4.12	98	-9	Włodawa	3.12	90	4.12	97	-7
Nowy Sącz	11.12	69	26.12	66	3	Wrocław	19.12	58	17.12	67	-9
Olsztyn	6.12	87	6.12	97	-10	Zamość	4.12	87	5.12	94	-7
Opole	18.12	57	17.12	68	-11	Zgorzelec	22.12	55	17.12	66	-11
Ostrołęka	6.12	85	5.12	95	-10	Zielona Góra	17.12	61	16.12	68	-7
Płock	11.12	74	11.12	83	-9	średni czas		71		81	-9

Tabela 5. Daty początku i końca oraz czas trwania okresu wegetacyjnego

Stacje	Początek	Koniec	Cz. trwania	Stacje	Początek	Koniec	Cz. trwania
Aleksandrowice	30.03	8.11	205	Poświętne	1.04	4.11	217
Białystok	7.04	29.10	223	Poznań	28.03	8.11	225
Chojnice	8.04	1.11	207	Prabuty	6.04	3.11	211
Częstochowa	30.03	5.11	220	Przemysł	29.03	5.11	221
Elbląg	3.04	6.11	217	Puławy	30.03	5.11	220
Gdańsk	8.04	7.11	213	Racibórz	25.03	9.11	229
Gorzów	27.03	8.11	226	Radom	30.03	3.11	218
Jelenia Góra	4.04	3.11	213	Resko	2.04	8.11	220
Kalisz	28.03	7.11	224	Rzeszów	30.03	5.11	220
Katowice	28.03	6.11	223	Sandomierz	30.03	3.11	218
Kętrzyn	7.04	4.11	211	Siedlce	3.04	1.11	212
Kielce	3.04	1.11	212	Słubice	24.03	11.11	232
Kłódzko	2.04	4.11	216	Sulejów	1.04	4.11	217
Koło	29.03	6.11	222	Suwałki	13.04	26.10	196
Koszalin	4.04	10.11	220	Świnoujście	2.04	13.11	225
Kraków	29.03	4.11	220	Szczecin	27.03	12.11	230
Lębork	7.04	9.11	216	Szczecinek	25.03	9.11	235
Legnica	23.03	10.11	232	Tarnów	25.03	9.11	229
Lesko	1.04	3.11	216	Terespol	2.04	1.11	213
Leszno	27.03	7.11	225	Toruń	1.04	5.11	218
Łódź	31.03	5.11	219	Ustka	10.04	13.11	217
Lublin	2.04	1.11	213	Warszawa	31.03	4.11	218
Mława	5.04	31.10	209	Wieluń	29.03	6.11	222
Nowy Sącz	27.03	7.11	225	Włodawa	3.04	31.10	211
Olsztyn	7.04	1.11	208	Wrocław	25.03	8.11	228
Opole	24.03	10.11	231	Zamość	2.04	2.11	214
Ostrołęka	3.04	2.11	213	Zgorzelec	27.03	9.11	227
Piła	2.04	5.11	217	Zielona Góra	27.03	8.11	226
Płock	31.03	5.11	219				

5.4. Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski

5.4.1. Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995

Autor: Małgorzata MACIEJAK

Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA

Jako cel pracy postawiono sobie określenie cech wilgotnościowych klimatu miast Polski, ze szczególnym uwzględnieniem ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza. Przeprowadzone analizy pozwoliły na określenie kilku prawidłowości. Wyniki badań przedstawiono w tab.1-10 i na wykresach rys.1-10.

1. Pas nizin środkowej Polski jest pod względem cech wilgotnościowych najbardziej upośledzonym regionem w kraju. Występuje tu najniższa wilgotność względna średnio w roku (Warszawa: 80%) i w najsuchszym miesiącu (Warszawa: maj 72%) oraz wysoki niedosyt wilgotności powietrza w cieplej części roku.

- Większe od średniej w Polsce ciśnienie pary wodnej występuje na pobrzeżu, południu i południo-wschodzie kraju, zbliżone do średniego w pasie nizin środkowej Polski, a niższe na północo-wschodzie i na terenach podgórskich. W Polsce południowej i wschodniej latem ciśnienie pary wodnej jest większe od średniego w kraju, a zimą mniejsze. Na zachodzie przebieg ten jest odwrotny.
- Większa od średniej wilgotność względna występuje w Polsce północnej (Ustka – większa o 4%). W środkowej i południowej części kraju jest równa średniej (Toruń, Jelenia Góra – 80%) lub od niej mniejsza (Poznań, Przemyśl – mniejsza o 1%). Na terenach podgórskich, wyżynnych i nad morzem dodatnie odchylenia od średniej występują latem, a ujemne zimą. W pozostałej części kraju przebieg ten jest odwrotny.
- Mniejszy od średniej niedosyt wilgotności powietrza występuje na północy Polski i w miejscowościach podgórskich. Na pozostałym obszarze kraju jest większy od średniej. W pasie nizin środkowej Polski większy od średniej niedosyt występuje latem, a mniejszy zimą. Na północy i południu kraju przebieg ten jest odwrotny.

2. Częstości występowania ciśnienia pary wodnej wskazują na większą suchość powietrza na wyżynach niż w kotlinach podgórskich. Na wyżynach częstsze jest ciśnienie pary wodnej o niższych wartościach (4-6 hPa: Kielce – 23,3%, Kraków – 21,4%), przy jednocześnie rzadszych wysokich wartościach ciśnienia pary wodnej (16-18 hPa: Kielce – 0,8%, Kraków – 3,3%). Jednak różnice te są niewielkie i w poszczególnych przedziałach wartości dochodzą maksymalnie do kilku hPa. Bardziej równomierny rozkład ciśnienia pary wodnej jest w przejściowych porach roku.

Rozkład częstości wilgotności względnej wskazuje, że najbardziej suche są tereny nizinne środkowej Polski. W poszczególnych sezonach rozkład częstości wilgotności względnej jest inny niż ciśnienia pary wodnej. Bardziej równomierny jest wiosną i latem, mniej – zimą. W poszczególnych regionach kraju częstości wilgotności są inne. Na wybrzeżu występuje największa koncentracja wartości, szczególnie jesienią i zimą. Wiosną i latem przedział z dominującą wilgotnością przesunięty jest ku wyższym wartościom,

a jesienią ku niższym. W pasie wielkich dolin wiosną i latem przedział klasy dominującej przesuwa się ku niższym wartościom w stosunku do reszty kraju.

3. W celu określenia tendencji zmian wilgotności powietrza w miesiącach i poszczególnych sezonach posłużono się równaniami prostych regresji :

$$y = At + B$$

gdzie: t – czas, A – współczynnik regresji określający zmiany wilgotności względnej na jednostkę czasu t – wartość współczynnika wyznaczono w % na 10 lat, B – wyraz wolny.

Tendencje zostały obliczone na podstawie wartości średnich miesięcznych wilgotności względnej w Krakowie, Kielcach, Warszawie i Łebie oraz średnich miesięcznych wartości ciśnienia pary wodnej w Krakowie i Kielcach. Trendy zmian przedstawiono w tabelach oraz zilustrowano wykresami. W celu stwierdzenia istotności statystycznej obliczonych współczynników regresji wilgotności względnej i ciśnienia pary wodnej wykorzystano test t -Studenta. Uzyskana tendencja jest istotna statystycznie, gdy t_{obl} (obliczone) jest większe od t_{kr} (krytycznego):

$$t_{obl} = \frac{|R|}{\sqrt{1 - R^2}} \cdot \sqrt{n - 2}, \quad t_{kr} = 2,04 \text{ dla poziomu istotności } 5\%$$

gdzie: n – czas badań (30 lat), R – współczynnik korelacji wilgotności względnej i czasu:

$$R = \left(1 - \frac{\varepsilon^2}{\sigma_w^2} \right)^{0,5}$$

gdzie: σ_w – odchylenie standardowe wilgotności, ε^2 – wariancja resztkowa.

W analizowanym okresie brak wyraźnego trendu ciśnienia pary wodnej na wyżynach i w kotlinach podkarpackich. W obu regionach zaznacza się nieznaczna ujemna tendencja jesienią (Kielce i Kraków: -0,12 hPa/10 lat) oraz dodatnia w pozostałych porach roku i średnio w roku. W poszczególnych miesiącach zmiany też są niewielkie, na ogół dodatnie. Spadki wilgotności występują w pojedynczych miesiącach zimowych, wiosennych i jesiennych (Kielce: II, V, X, XI; Kraków: II, V, VI, X, XI).

Średnia roczna tendencja wilgotności względnej była dodatnia na wybrzeżu (Łeba 0,49%/10 lat) i na Mazowszu (Warszawa 0,69%/10 lat), a ujemna na wyżynach (Kielce - 0,24%/10 lat) i w kotlinach podgórskich (Kraków - 1,33%/10 lat). Wielkość zmian była jednak mała, istotna statystycznie tylko w kotlinach podgórskich. Zmiany wilgotności w poszczególnych sezonach kształtowały się w odmienny sposób w różnych regionach kraju.

Na wybrzeżu Bałtyku i w pasie wielkich dolin w każdym z sezonów trend wilgotności był dodatni. Nad morzem największy wzrost wystąpił zimą (0,41%/10 lat), a najmniejszy latem (0,05%/10 lat). Na nizinach ekstremalne zmiany wystąpiły sezon wcześniej – największy wzrost jesienią (0,49%/10 lat), najmniejszy wiosną (0,12%/10 lat).

W poszczególnych miesiącach wzrost wilgotności na wybrzeżu najczęściej był większy niż na nizinach i wyżynach. Maksymalne wartości osiągnął w czerwcu (1,4%/10 lat) i listopadzie (1,26%/10 lat). Na obszarze nizin przeważają tendencje dodatnie, największe

(istotne statystycznie) w czerwcu (2,3%/10 lat) i wrześniu 2,78%/10 lat). Tendencja ujemna wilgotności względnej na nizinach (II, VII) występowała rzadziej niż nad morzem (IV, V, VII, VIII, X).

Na wyżynach i w kotlinach podgórskich charakter zmian wilgotności względnej był podobny. W tych samych sezonach wystąpiły największe (jesień) i najmniejsze (lato, zima) trendy. Na obszarze wyżyn, poza jesienią, tendencja zmian wilgotności była ujemna, a największe spadki wystąpiły latem i zimą. Były one większe i częstsze niż nad morzem i na nizinach. Niewielkie wzrosty wilgotności względnej na wyżynach wystąpiły podczas kilku miesięcy, różnych pór roku (III, VI, IX, XI). W kotlinach podgórskich w każdym sezonie nastąpił duży spadek wilgotności, najmniejszy jesienią (-0,49%/10 lat), a największy latem (-1,79%/10 lat) i zimą (-1,74%/10 lat). Tylko w listopadzie wilgotność utrzymała się na stałym poziomie.

Zmiany wilgotności względnej powietrza w poszczególnych regionach Polski wykazują pewne podobieństwa. W całym kraju największy trend ujemny wilgotności wystąpił w lipcu, sierpniu i lutym, a największy wzrost przeważnie w czerwcu, wrześniu i listopadzie.

4. W celu określenia cykliczności zmian wilgotności powietrza w Polsce wyznaczono widma ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza w porach roku i średnio w roku. W badaniach posłużono się metodą sinusoid regresji J. Boryczki (1998), którą można wyrazić wzorem:

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

gdzie: θ – okres, a_0 – wyraz wolny, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe.

Widmo – to ciąg wartości wariancji resztkowej ε^2 odpowiadający przyjętym okresom $\theta = \theta_1, \dots, \theta_k$. Widma wyznaczono na podstawie ciągów chronologicznych wartości średnich miesięcznych ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza w trzydziestoleciu 1966-1995. Okres sinusoidy θ zmieniano z krokiem $\Delta\theta = 0,1$ roku. Obliczono również amplitudy $b = b_1, \dots, b_k$, przesunięcia fazowe $c = c_1, \dots, c_k$ i współczynniki korelacji wielokrotnej $R = R_1, \dots, R_k$. Okresy wilgotności powietrza równe są minimum lokalnym wariancji resztkowej ε^2 , czyli maksimum współczynnika korelacji wielokrotnej. Im amplituda zmian oraz współczynnik korelacji są większe, tym silniejszy jest cykl. Parametry poszczególnych cykli wilgotności zamieszczono w tabeli 10.

Istotność statystyczną określono za pomocą testu Fishera-Snedecora dla poziomów istotności 5 i 10%. Cykl jest istotny statystycznie, gdy wartość obliczona F_{obl} jest większa od wartości krytycznej F_{kr} .

$$F_{obl} = \frac{n-3}{2} \cdot \frac{R^2}{1-R^2}$$

gdzie: n – czas (30 lat), $F_{kr} = 3,35$, dla poziomu istotności 5%, $F_{kr} = 2,52$, dla poziomu istotności 10%.

Z widm wartości ciśnienia pary wodnej widać, że liczba cykli w Kielcach i Krakowie jest zbliżona. Największe wahania ciśnienia pary wodnej (największa amplituda wahań-2b) występują latem i zimą, a najmniejsze średnio w roku. Znacznie częściej istotne statystycznie są cykle w Kielcach.

Cykle 2,1-3,0 letnie

W najkrótszych cyklach ciśnienie pary wodnej wahało się w przedziale od 0,12 hPa (zima – Kraków) do 0,64 hPa (lato - Kraków). Istotny statystycznie był tylko jeden cykl, na poziomie istotności 10% (Kielce – lato). On też był najsilniej zdeterminowany ($R=0,381$). Najmniejsze wartości współczynnika regresji charakteryzują cykle o małym zakresie wahań ciśnienia pary wodnej. W obu miastach przypadki takie występują zimą i średnio w roku..

Najkrótsze cykle są jednocześnie najczęściej występującymi. Ich liczba półtorakrotnie przekracza liczbę cykli z kolejnej pod względem częstości grupy (3,1 – 4,0 letnie). Cykle o długości 2,1 – 3,0 lat częstsze są w Krakowie niż w Kielcach.

Cykle 3,1-4,0 letnie

W cyklach tej długości amplituda wahań wyniosła od 0,16 hPa (zima – Kielce) do 0,76 hPa (wiosna – Kielce). Istotne statystycznie były cztery cykle. Trzy na poziomie istotności 10% (średnio w roku i latem w Kielcach oraz latem w Krakowie) a jeden na poziomie istotności 5% (wiosna - Kielce). Największymi współczynnikami korelacji charakteryzują się cykle wiosny ($R=0,475$ – Kielce) i roku, głównie w Kielcach. W pozostałych sezonach współczynniki korelacji mają wyrównane wartości.

Cykle 4,1-5,0 letnie

Zmian ciśnienia pary wodnej o takiej cykliczności nie było tylko latem w Kielcach. W pozostałych sezonach amplituda wilgotności wahała się w niewielkim zakresie, od 0,22 hPa (rok – Kraków, jesień – Kielce, Kraków) do 0,56 hPa (zima – Kielce). Najsilniejsze cykle w obu miastach występują zimą, a najsłabsze średnio w roku. Wszystkie cykle są jednak słabo zdeterminowane i nieistotne statystycznie. Największy współczynnik korelacji wynosi 0,393 (rok – Kielce).

W tej grupie cykli zaznacza się często spotykany cykl 4,5-4,6 letni. W obu miastach występuje on wiosną, jesienią, zimą i średnio w roku.

Cykle 5,1-6,0 letnie

Najmniejsze amplitudy wahań ciśnienia pary wodnej w tych cyklach występowały jesienią i średnio w roku (0,16 – Kielce, 0,20 – Kraków), największe zimą (0,68 – Kielce). Najsilniejsze są cykle wiosenne i zimowe. W obu miastach, na poziomie 10%, istotne są cykle zimowe. Jednocześnie są to cykle najsilniej zdeterminowane, a ich współczynniki korelacji przekraczają 0,4. Cykle o takiej długości nie występują latem.

Cykle 7,1-8,0 letnie

Zmiany wilgotności o takiej cykliczności nie wystąpiły wiosną w obu miastach i zimą w Kielcach. Jesienią, zimą i średnio w roku, a także latem w Kielcach były to cykle silnie zdeterminowane ($R=0,623$; jesień – Kielce) i istotne statystycznie na poziomie 5% lub 10%. Ponadto cykle jesienne i letnie w Kielcach były dość silne. Ich amplituda wahań wyniosła około 0,9 hPa. W pozostałych sezonach wahania ciśnienia pary wodnej najczęściej przekraczały 0,5 hPa. Cykle o takiej długości należą do najbardziej istotnych statystycznie.

Cykle 8,1 – 9,0 letnie

Tylko zimą w Kielcach wystąpił cykl 8,3 letni, średnio zdeterminowany ($R=0,417$), istotny statystycznie na poziomie 10%. Amplituda wahań wyniosła 0,58 hPa.

Cykle 9,1-10,0 letnie

W analizowanym trzydziestoleciu 1966 – 1995 ciśnienie pary wodnej z okresowością 9,1 – 10,0 letnią wystąpiło tylko wiosną w obu regionach i jesienią w Kielcach. Były to cykle o niewielkiej amplitudzie wahań, od 0,42 hPa do 0,54 hPa, i średnich współczynników korelacji. Żaden z cykli nie był istotny statystycznie.

Cykle 10,1-11,0 letnie

Tylko jeden cykl o takiej wielkości wystąpił w badanym okresie (jesień – Kraków). Mimo że odznacza się niedużą amplitudą wahań (0,58 hPa), jest istotny statystycznie na poziomie 10%, a jego współczynnik korelacji wynosi 0,426. Średnie parametry tego cyklu zbliżone są do parametrów cyklu 8,3 letniego.

Cykle ponad 11,1 letnie

W najdłuższych cyklach amplituda ciśnienia pary wodnej wynosi od 0,08 hPa (rok – Kraków) do 0,82 hPa (zima – Kraków). Najsilniejsze cykle występują zimą, a najsłabsze średnio w roku. Cykle zimowe cechuje wysoka istotność statystyczna, a współczynniki korelacji oscylują w granicach 0,5 (Kraków $R=0,537$, Kielce $R=0,480$). Tylko jesienią w Kielcach cykle tej długości są istotne statystycznie na poziomie 10%.

Wśród długich cykli dość często występują cykle około 16-to letnie (jesień, zima). Natomiast średnio w roku w obu miastach występują cykle około 14-to letnie. Cykli długich nie wyróżnia się wiosną w Krakowie.

W cyklicznych zmianach ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza dominują cykle najkrótsze, 2,1-3,0 letnie. Cykle krótkie i średniej długości (2,1-6,0 letnie) stanowią dwie trzecie wszystkich cykli. W cyklach krótkich ciśnienia pary wodnej (2-4 letnich) najmniejsze amplitudy wahań występują zimą i jesienią, a największe wiosną i latem. W cyklach dłuższych wahania minimalne są średnio w roku, zaś największe zimą. W przypadku wilgotności względnej w cyklach wszystkich długości charakter zmian jest taki sam. Minimalne wahania występują jesienią, zimą lub średnio w roku, a maksymalne wiosną lub latem. Najczęściej cykle o dużych amplitudach należą do najsilniej zdeterminowanych. Do najsilniejszych cykli należą 7-8 letnie cykle ciśnienia pary wodnej.

Krótkookresowa zmienność wilgotności powietrza związana jest z cyrkulacją atmosferyczną, w której dominujący udział mają cykle krótkie, zwłaszcza przy cyrkulacji południkowej, wschodniej i cyklonalnej. Cykliczność dłuższa, 7-8 letnia, wynika z okresowych zmian temperatury powietrza oraz ze zmian cyrkulacji atmosferycznej (cyklonalnej i południkowej).

5. Ciśnienie pary wodnej najsilniejszy związek wykazuje z temperaturą powietrza, zwłaszcza w chłodnej części roku (I, XII: $R=0,98$). Powiązania ciśnienia pary wodnej z pozostałymi elementami meteorologicznymi (ciśnieniem atmosferycznym, prędkością wiatru, stopniem zachmurzenia) są mniej istotne, a elementy te nie wywierają dużego wpływu na zmiany wilgotności.

Korelacja wilgotności względnej i temperatury powietrza jest mniejsza niż korelacja temperatury i ciśnienia pary wodnej. Większe znaczenie ta pierwsza odgrywa tylko w miesiącach letnich (Warszawa VII: $R=-0,73$), inaczej niż w przypadku korelacji drugiej,

która jest większa zimą. Także latem, umiarkowana korelacja zachodzi pomiędzy wilgotnością względną i ciśnieniem atmosferycznym (Warszawa VII: $R=-0,66$) oraz stopniem zachmurzenia (Warszawa VI: $R=0,82$).

Podobne wyniki uzyskał Olszewski (1973) badając zależność wilgotności bezwzględnej od innych elementów meteorologicznych. Ten wskaźnik wilgotności również najsilniej zależy od zmian temperatury powietrza.

Tabela 1. Różnice ciśnienia pary wodnej między średnimi z miast i Polski, 1951 – 1970

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
Ustka	0,6	0,3	0,2	-0,3	-0,6	-0,4	0,4	0,8	0,7	0,7	0,4	0,5	0,2
Suwałki	-0,4	-0,7	-0,7	-0,5	-0,6	-0,6	-0,7	-0,5	-0,7	-0,5	-0,6	-0,4	-0,6
Olsztyn	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	0,0	-0,2	0,0	-0,2
Chojnice	0,1	-0,1	0,0	-0,2	-0,5	-0,5	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	-0,1
Szczecin	0,7	0,5	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6	0,7	0,7	0,5	0,6	0,5
Toruń	0,1	0,0	0,0	0,0	-0,2	-0,3	-0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	-0,1
Poznań	0,3	0,2	0,3	0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1
Warszawa	0,0	-0,1	0,0	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	-0,1	0,0	0,1	0,0
Zielona G.	0,4	0,3	0,3	0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,2	0,2	0,4	0,2	0,4	0,1
Łódź	0,0	0,0	0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	0,0	0,0	-0,1
Lublin	-0,1	-0,1	0,0	0,4	0,7	0,8	0,8	0,7	0,1	-0,1	0,1	0,0	0,2
Wieluń	0,1	0,1	0,3	0,5	0,6	0,7	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3
Wrocław	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,4
Jelenia G.	-0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,3	-0,3	-0,7	-0,7	-0,6	-0,5	-0,4	-0,3	-0,4
Kielce	-0,1	-0,1	-0,1	0,1	0,1	0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,0	0,0	-0,1
Kłodzko	-0,1	0,0	0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,2
Kraków	0,1	0,2	0,5	0,6	0,9	1,3	1,0	1,0	0,9	0,4	0,3	0,2	0,6
Przemyśl	-0,4	-0,2	-0,1	0,3	0,9	1,3	1,1	1,0	0,5	0,0	0,0	-0,2	0,3
Zakopane	-0,8	-0,8	-0,8	-1,1	-1,4	-1,6	-2,3	-2,1	-1,9	-1,7	-1,2	-0,9	-1,4

Tabela 2. Różnice niedosytu wilgotności powietrza między średnimi z miast i Polski, 1951 – 1970

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
Ustka	0,1	0,0	-0,2	-1,1	-1,9	-2,2	-2,3	-1,7	-0,7	-0,3	0,1	0,0	-0,9
Suwałki	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	0,5	0,5	0,3	0,0	-0,4	-0,5	-0,3	-0,4	-0,2
Olsztyn	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	0,0	0,3	-0,2	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2
Chojnice	-0,2	-0,3	-0,3	-0,5	-0,1	-0,1	-1,0	-1,1	-0,8	-0,6	-0,3	-0,3	-0,5
Szczecin	0,1	0,0	0,2	-0,1	0,0	-0,1	-0,5	-0,7	-0,3	-0,1	0,0	-0,1	-0,2
Toruń	-0,1	-0,2	0,0	0,0	1,0	1,5	1,0	0,6	0,2	-0,1	-0,1	-0,2	0,2
Poznań	0,0	0,0	0,1	0,3	0,8	1,5	1,1	0,7	0,4	0,0	0,0	-0,1	0,3
Warszawa	-0,1	-0,2	0,0	0,2	0,6	0,8	1,0	0,8	0,3	0,1	0,0	-0,2	0,3
Zielona G.	0,0	0,0	0,4	0,5	0,5	0,8	0,7	0,4	0,4	0,2	0,0	-0,1	0,3
Łódź	-0,1	-0,2	-0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	0,7	0,3	0,1	-0,1	-0,1	0,2
Lublin	-0,1	-0,2	-0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	-0,1	0,0	0,1	0,0	-0,1	0,0
Wieluń	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1
Wrocław	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,6	1,0	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3
Jelenia G.	0,4	0,2	0,3	-0,2	-0,8	-1,1	-0,9	-0,9	-0,2	0,4	0,5	0,3	-0,2
Kielce	-0,2	-0,2	0,0	0,2	0,4	0,5	0,7	0,6	0,3	0,2	-0,1	-0,2	0,2
Kłodzko	0,2	0,1	0,1	0,0	-0,5	-0,9	-0,7	-0,5	0,0	0,2	0,2	0,1	-0,2
Kraków	0,1	0,1	0,1	0,3	0,0	-0,2	0,2	0,3	-0,2	0,2	0,2	0,0	0,2
Przemyśl	0,4	0,3	0,4	0,6	0,2	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,5	0,5	0,4	0,3
Zakopane	0,2	0,2	0,1	-0,5	-1,0	-1,8	-1,2	-0,9	-0,5	0,2	0,4	0,3	-0,4

Tabela 3. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej w porach roku i roku (Kielce, Kraków, 1966-1995)

hPa/10 lat	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
Kielce	0,05	0,06	-0,12	0,15	0,04
Kraków	0,15	0,03	-0,12	0,13	0,00

Tabela 4. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej w miesiącach (Kielce, Kraków, 1966-1995)

hPa/10 lat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kielce	0,42	-0,05	0,12	0,05	-0,01	0,05	0,11	0,04	0,12	-0,13	-0,34	0,09
Kraków	0,42	-0,13	0,63	0,00	-0,19	-0,06	0,09	0,07	0,06	-0,09	-0,32	0,09

Tabela 5. Współczynnik korelacji (R) ciśnienia pary wodnej oraz czasu i t_{obl} (z testu t -Studenta) w miesiącach

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R Kielce	0,38	0,04	0,13	0,05	0,01	0,04	0,09	0,04	0,10	0,11	0,38	0,10
t_{obl} Kielce	2,18	0,23	0,72	0,28	0,05	0,24	0,50	0,21	0,55	0,60	2,18	0,55
R Kraków	0,37	0,12	0,50	0,00	0,16	0,06	0,07	0,06	0,05	0,09	0,36	0,10
t_{obl} Kraków	2,12	0,62	3,03	0,02	0,87	0,30	0,37	0,32	0,26	0,46	2,03	0,52

Tabela 6. Tendencje zmian wilgotności względnej w porach roku i roku (Łeba, Warszawa, Kielce, Kraków, 1966-1995)

	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
Łeba	0,26	0,11	0,64	0,96	0,49
Warszawa	0,36	0,89	1,4	0,42	0,69
Kielce	-0,07	-0,35	0,21	-0,36	-0,24
Kraków	-1,34	-1,79	-0,49	-1,74	-1,33

Tabela 7. Współczynnik korelacji (R) wilgotności względnej oraz czasu i t_{obl} (z testu t -Studenta) w porach roku i w roku

	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
R Łeba	0,11	0,05	0,34	0,41	0,39
t_{obl} Łeba	0,44	0,05	0,37	0,45	0,43
R W-wa	0,12	0,20	0,49	0,18	0,35
t_{obl} W-wa	0,62	1,06	2,99	0,97	1,97
R Kielce	0,03	0,09	0,10	0,23	0,16
t_{obl} Kielce	0,15	0,48	0,54	1,25	0,88
R Kraków	0,45	0,5	0,24	0,69	0,62
t_{obl} Kraków	2,64	3,08	1,29	5,02	4,21

Tabela 8. Tendencje zmian wilgotności względnej w miesiącach (Łeba, Warszawa, Kielce, Kraków, 1966-1995)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Łeba	1,18	0,81	1,23	-0,37	-0,07	1,4	-0,56	-0,52	1,19	-0,51	1,26	0,89
Warszawa	0,95	-0,18	0,68	0,35	0,04	2,30	-0,29	0,66	2,78	0,50	0,93	0,50
Kielce	-0,16	-0,73	0,26	-0,17	-0,32	0,81	-0,87	-0,99	0,75	-0,33	0,21	-0,20
Kraków	-1,86	-2,73	-0,94	-0,84	-2,24	-0,96	-2,34	-2,06	-0,33	-1,33	0,00	-0,65

Tabela 9. Współczynnik korelacji (R) wilgotności względnej oraz czasu i t_{obl} (z testu t -Studenta) w miesiącach

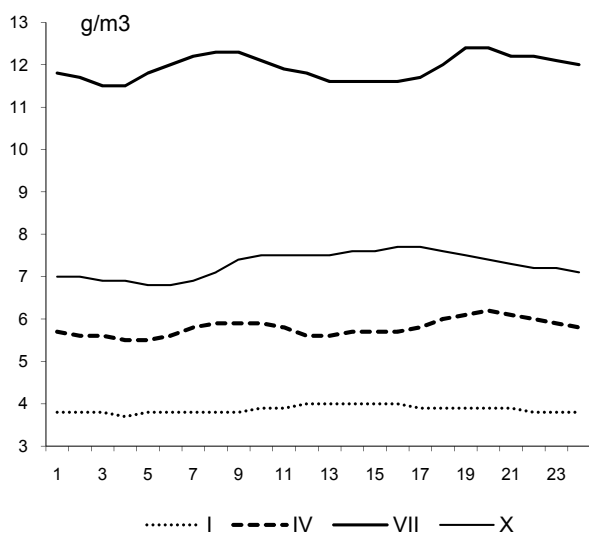
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R Łeba	0,35	0,27	0,28	0,10	0,02	0,36	0,16	0,17	0,34	0,20	0,40	0,29
t_{obl} Łeba	1,99	1,48	1,57	0,55	0,09	2,07	0,87	0,92	1,94	1,09	2,34	1,62
R Wa-wa	0,08	0,05	0,14	0,07	0,01	0,39	0,05	0,12	0,56	0,12	0,31	0,19
t_{obl} Wa-wa	1,51	0,26	0,73	0,39	0,05	2,24	0,25	0,61	3,61	0,62	1,74	1,05
R Kielce	0,07	0,24	0,06	0,04	0,08	0,16	0,18	0,19	0,29	0,08	0,07	0,08
t_{obl} Kielce	0,36	1,29	0,30	0,21	0,44	0,85	0,94	1,03	1,61	0,43	0,40	0,43
R Kraków	0,54	0,70	0,23	0,18	0,57	0,23	0,56	0,45	0,11	0,35	0,00	0,23
t_{obl} Kraków	3,40	5,25	1,26	0,99	3,67	1,23	3,58	2,63	0,58	1,95	0,00	1,25

Tabela 10. Cykle ciśnienia pary wodnej w Kielcach i Krakowie w latach 1966-1995

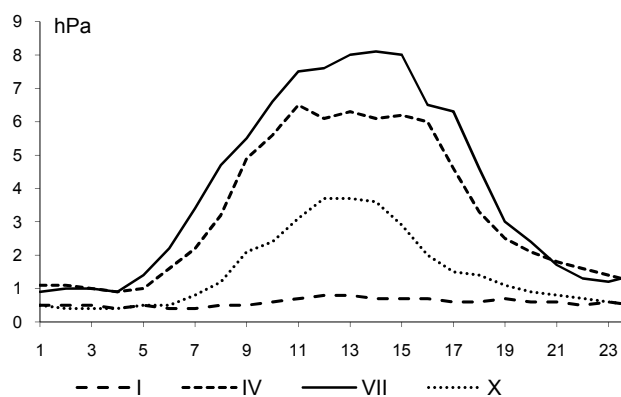
Kielce						Kraków					
Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	Θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
rok											
2,4	0,09	1,0811	0,103	0,231	0,763	2,4	0,09	1,2148	0,109	0,217	0,666
2,8	0,15	-1,4010	0,097	0,330	1,645	2,8	0,13	-1,1235	0,104	0,301	1,347
3,8	0,18	-1,6803	0,089	0,427	3,006	3,4	0,14	2,5013	0,104	0,301	1,347
4,6	0,12	-0,3183	0,092	0,393	2,468	3,9	0,15	-1,4399	0,099	0,367	2,097
5,6	0,08	0,1312	0,099	0,300	1,339	4,6	0,11	-0,3620	0,105	0,286	1,206
7,3	0,24	-0,3465	0,081	0,506	4,636	5,6	0,10	0,4086	0,106	0,271	1,067
14,3	0,05	0,0111	0,107	0,129	0,229	7,4	0,20	-0,1776	0,093	0,432	3,103
						14,0	0,04	-3,0692	0,112	0,144	0,287
wiosna											
2,8	0,30	-1,6005	0,328	0,330	1,651	2,5	0,19	0,1320	0,390	0,171	0,409
3,8	0,38	-1,8668	0,285	0,475	3,937	2,8	0,30	-1,2947	0,369	0,286	1,200
4,5	0,19	-1,2670	0,322	0,354	1,933	3,7	0,36	-2,5026	0,339	0,395	2,501
5,7	0,22	0,1304	0,312	0,390	2,428	4,6	0,17	-0,8220	0,356	0,338	1,737
9,4	0,27	1,6547	0,323	0,350	1,885	5,8	0,27	0,1268	0,350	0,359	1,998
28,0	0,20	2,6938	0,355	0,189	0,499	9,2	0,28	1,2843	0,346	0,373	2,177
lato											
2,3	0,25	0,8251	0,314	0,278	1,132	2,2	0,22	-0,8948	0,420	0,258	0,967
2,5	0,33	2,3031	0,291	0,381	2,289	2,5	0,32	2,5191	0,401	0,330	1,652
2,8	0,25	-0,8967	0,308	0,308	1,417	2,8	0,27	-0,9876	0,402	0,327	1,614
3,3	0,25	1,4229	0,298	0,353	1,918	3,3	0,31	1,4222	0,374	0,411	2,746
3,9	0,01	-0,7728	0,333	0,147	0,297	4,0	0,19	-2,0008	0,408	0,306	1,392
4,9	0,22	0,4037	0,316	0,267	1,040	4,9	0,16	-0,3749	0,423	0,245	0,864
7,1	0,45	0,1618	0,250	0,515	4,878	7,8	0,29	1,5386	0,406	0,313	1,465
11,1	0,2199	-1,7019	0,325	0,212	0,637	21,5	0,40	0,3083	0,380	0,395	2,489
jesień											
2,4	0,20	1,4877	0,269	0,346	1,615	2,4	0,30	1,2829	0,264	0,369	2,109
2,7	0,16	2,1834	0,271	0,336	1,527	2,7	0,12	1,6144	0,294	0,194	0,526
3,4	0,08	-2,2697	0,280	0,289	1,129	3,0	0,22	-1,0745	0,286	0,253	0,916
3,9	0,16	-0,8768	0,268	0,351	1,659	3,4	0,08	-2,5931	0,296	0,177	0,432
4,6	0,11	-0,7384	0,272	0,331	1,482	3,9	0,13	-1,3692	0,287	0,246	0,866
5,5	0,12	1,0412	0,286	0,253	0,864	4,6	0,11	-1,3064	0,287	0,246	0,866
7,2	0,46	-0,8619	0,187	0,623	5,238	5,5	0,15	1,1625	0,299	0,146	0,294
9,8	0,21	0,4541	0,255	0,407	2,233	7,1	0,43	-0,9036	0,196	0,599	7,490
15,9	0,27	1,5005	0,240	0,463	2,896	10,2	0,25	0,5775	0,250	0,426	2,978
						16,8	0,18	1,6424	0,276	0,311	1,435

Tabela 10. cd.

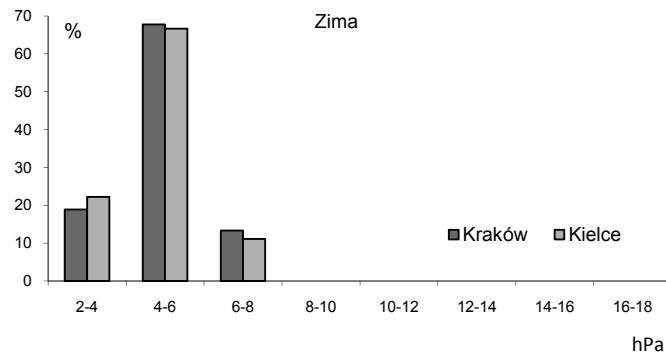
zima												
2,2	0,13	-1,1432	0,291	0,185	0,480	2,2	0,11	-1,2229	0,289	0,160	0,353	
2,4	0,08	-0,1483	0,296	0,133	0,244	2,4	0,06	-1,0211	0,295	0,072	0,071	
3,1	0,23	2,2899	0,275	0,296	1,293	2,9	0,23	0,9899	0,276	0,263	1,005	
3,7	0,09	-2,1095	0,283	0,247	0,875	3,8	0,17	-1,6882	0,277	0,257	0,953	
4,6	0,28	0,8582	0,255	0,392	2,453	4,6	0,27	0,8561	0,258	0,361	2,017	
5,7	0,34	0,5810	0,246	0,429	3,037	5,6	0,30	0,1555	0,245	0,417	2,841	
8,3	0,29	1,1971	0,249	0,417	2,838	7,9	0,29	0,7710	0,247	0,409	2,708	
16,0	0,32	-2,1588	0,232	0,480	4,035	16,3	0,41	-2,0506	0,211	0,537	5,474	



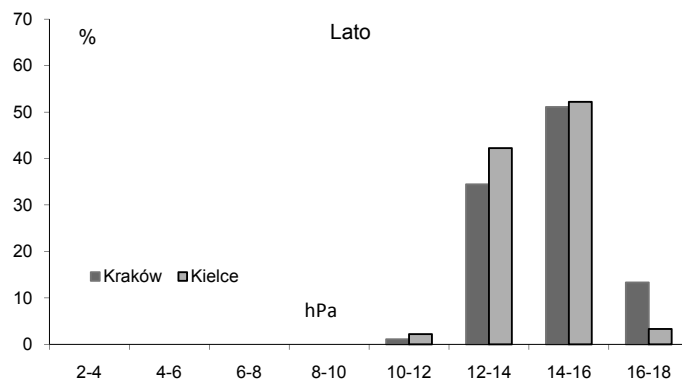
Rysunek 1. Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej w Warszawie - Okęcie, 1956-1960



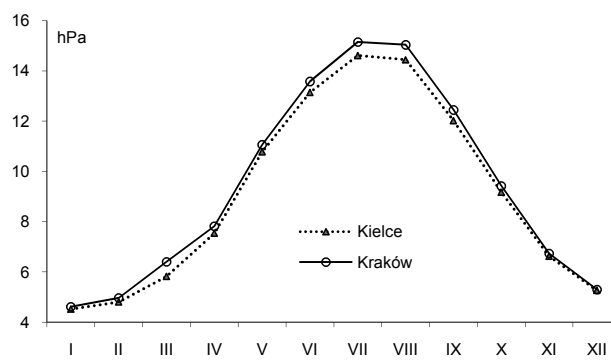
Rysunek 2. Przebieg dobowy niedosytu wilgotności powietrza na stacji Warszawa – Okęcie, 1960



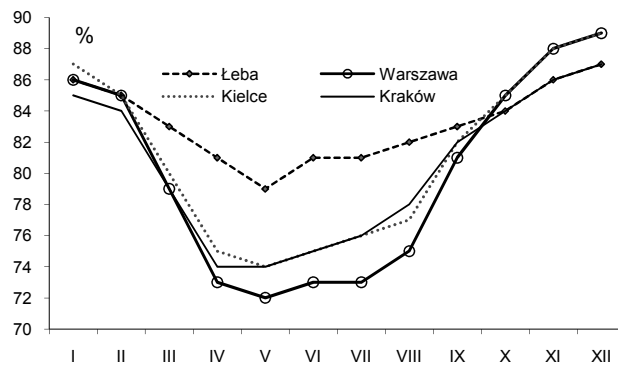
Rysunek 3. Częstość występowania ciśnienia pary wodnej, 1966-1995 – zima



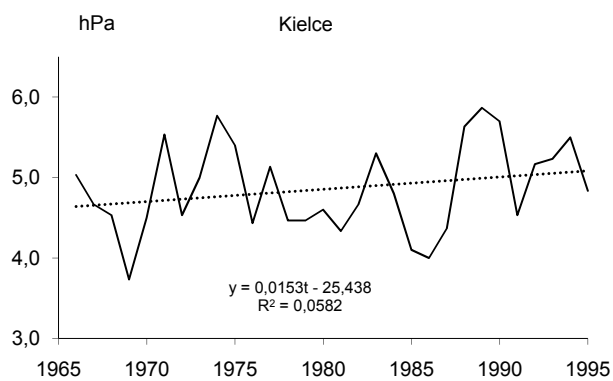
Rysunek 4. Częstość występowania ciśnienia pary wodnej, 1966-1995 – lato



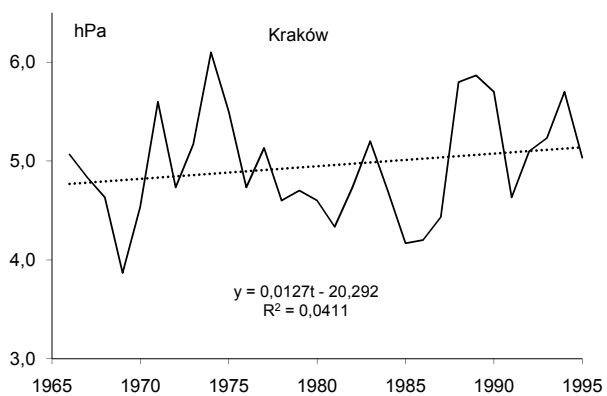
Rysunek 5. Przebieg roczny ciśnienia pary wodnej w Kielcach i Krakowie (1966-1995)



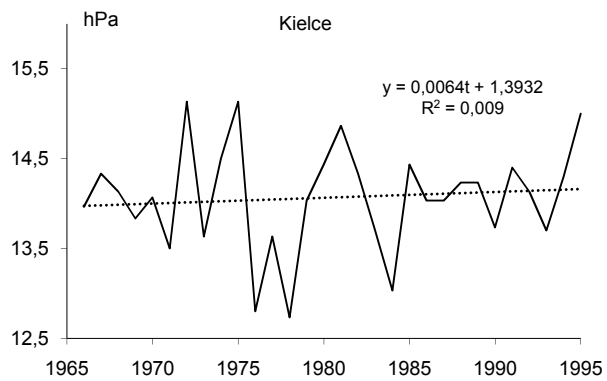
Rysunek 6. Przebieg roczny wilgotności względnej w Łebie, Warszawie, Kielcach i Krakowie (1966-1995)



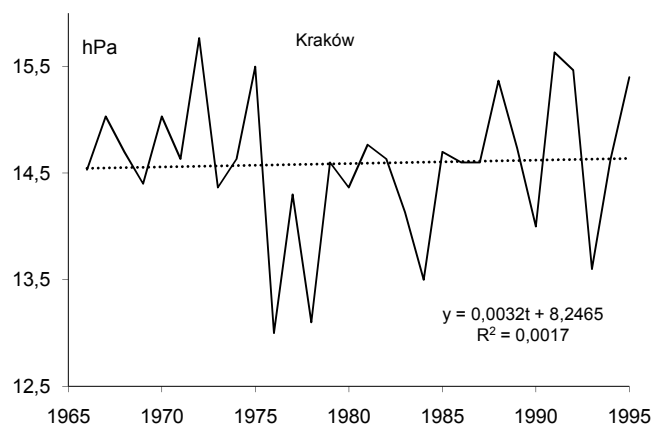
Rysunek 7. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej w Kielcach (1966-1995)- zima



Rysunek 8. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej Krakowie (1966-1995)- zima



Rysunek 9. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej w Kielcach (1966-1995)- lato



Rysunek 10. Tendencje zmian ciśnienia pary wodnej w Krakowie (1966-1995)- lato

5.4.2. Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce

Autor: Monika ZIENOWICZ

Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA

Celem pracy było zbadanie zmian wielkości zachmurzenia w Polsce na przykładzie Warszawy i Krakowa oraz określenie cykliczności i tendencji zmian zachmurzenia w latach 1966-1995. Wyniki badań przedstawiono w tabelach – od tab. 1 do tab.11 i na wykresach – od rys.1 do rys. 15

Wykres rocznego przebiegu zachmurzenia na stacji Warszawa-Okęcie i Kraków-Balice w badanym 30-leciu obejmuje zakres zmian od 49 do 77%. Największe pokrycie nieba chmurami przypadło na późną jesień i zimę z maksymalnym pokryciem nieba przez chmury w grudniu- odpowiednio 78% i 75%.

Do tak znacznego zachmurzenia w miesiącach sezonu chłodnego przyczynił się przede wszystkim rodzaj chmur dominujący nad badanym obszarem o tej porze roku. W okresie od grudnia na lutego znacznie częściej niż w innych miesiącach występują chmury falowe i warstwowe.

Okres wiosenny charakteryzował się niewielkim zróżnicowaniem przestrzennym średniego zachmurzenia, wahającym się od 65 w marcu do 55% w maju na stacji Warszawa-Okęcie i od 65 do 58% na stacji Kraków-Balice. W ciągu tych trzech miesięcy na terenie Krakowa zaznaczyło się trochę większe pokrycie nieba chmurami (o około 2,5%) w porównaniu z Warszawą. Najniższe wartości zachmurzenia stwierdzono latem, z minimum w sierpniu – 51 w Warszawie i 58% w Krakowie.

Dziesięciolecie 1966-1975 charakteryzowało się zmiennym przebiegiem zachmurzenia. Na Okęciu obejmowało zmiany od 77 do 48%, a w Balicach od 74 do 52%. Największe zachmurzenie wystąpiło w chłodnej porze roku – późną jesienią i zimą. Maksimum wystąpiło w grudniu - na Okęciu i 74% w Balicach. Najmniejsze pokrycie nieba chmurami wystąpiło w porze letniej, osiągając minimum w sierpniu: 48 w Warszawie i 52% w Krakowie.

W dziesięcioleciu 1976-1985 największe zachmurzenie w ciągu całego roku wystąpiło w okresie meteorologicznej zimy z maksimum w grudniu osiągając średnio 77% na obydwu stacjach. Minimum zachmurzenia wystąpiło w sierpniu – 53 w Warszawie i 54% w Krakowie.

Kolejne dziesięciolecie 1986-1995 wyróżniło się również zróżnicowanym przebiegiem zachmurzenia w badanych miastach. Podobnie jak w poprzednich latach maksimum zachmurzenia wystąpiło w grudniu, osiągając 77% na obszarze Warszawy i 75% w Krakowie. Lipiec charakteryzował się spadkiem pokrycia nieba chmurami do 50 na Okęcie i 49% w Balicach.

We wszystkich analizowanych dziesięcioleciach, największe zachmurzenie przypadło na chłodną porę roku -zwłaszcza grudzień. Najniższe natomiast wystąpiło latem: w sierpniu w wieloletnich 1966-1975 i 1975-1985 oraz w lipcu w okresie 1986-1995. W okresie zimy i jesieni nieznacznie większe pokrycie nieba chmurami wystąpiło w Warszawie (około 2%), natomiast w okresie wiosny i lata - większe zachmurzenie charakteryzowało Kraków (o około 3%).

Z analizy zmian średniego miesięcznego zachmurzenia w kolejnych latach ostatniego 30-lecia (1965-1995) widać, że zarówno na stacji Warszawa-Okęcie jak i Kraków-Balice zaznacza się wyraźnie regularność w przebiegu rocznym. Zazwyczaj największe zachmurzenie występuje zimą a najmniejsze latem.

Największe pokrycie nieba chmurami, w większości przypadków, na obydwu stacjach, występuje w okresie zimy. W Warszawie, w jedenastu latach, maksimum osiągnęło zachmurzenie w grudniu, w styczniu największe zachmurzenie wystąpiło w sześciu latach, natomiast w lutym w czterech. W Krakowie w dziewięciu latach maksimum stwierdzono w grudniu, natomiast w styczniu sześć razy natomiast w lutym trzy razy.

Analizując wykres zmian miesięcznych zachmurzenia na obydwóch stacjach (1966-1995), można dostrzec, że wartości na stacji Kraków-Balice przybierają trochę wyższe wartości niż na stacji Warszawa-Okęcie.

Największą liczbą dni pogodnych, z 30 lat, wyrażona średnią roczną wartością 77 na stacji Warszawa-Okęcie i 78 dni na stacji Kraków-Balice wykazał się rok 1982. Najmniej dni pogodnych, bo tylko 26, wystąpiło w Warszawie w roku 1970, liczba ta jest stosunkowo duża, co może świadczyć o tym, że zachmurzenie tego roku odznaczało się kontrastowością. Również rok 1966 niewiele odbiegał od minimum osiągając 28 dni. W Krakowie liczba tych dni kształtowała się podobnie, osiągając 28 dni w roku 1980.

Dni pogodnych, na obydwu stacjach było więcej w cieplej porze roku, kiedy jest mniejsze zachmurzenie, w sierpniu osiągnęło 6,2 w Warszawie i 6,3 w Krakowie, sporo też tych dni było w lipcu (4,8 i 5,2) i w październiku (4,5 i 5,4). Natomiast najmniej wystąpiło w najbardziej pochmurnym miesiącu - w grudniu 1,8 i 2,2 dni, niewiele też w listopadzie, styczniu i lutym (około 2 dni).

Warto podkreślić, że w Krakowie dni pogodnych w ciągu całego roku (z wyjątkiem marca, maja i czerwca) było więcej niż w Warszawie. Taki przebieg liczby dni charakterystycznych w Warszawie i Krakowie spowodowany jest między innymi położeniem miast. W Polsce centralnej notuje się mniej dni pogodnych niż na Pogórzu Karpackim.

Największa liczba dni pochmurnych, wyrażona średnią roczną wartością 108,7 w Warszawie i 159,2 w Krakowie, przypada na lata 1966 do 1975 i jest przeszło czterokrotnie większa od liczby dni pogodnych. Wielkość zachmurzenia na stacji Kraków-Balice znacznie przewyższa wartości na stacji Warszawa-Okęcie. Wyraźnie zaznacza się również cykliczność w przebiegu zmian rocznych. Dostrzec można mniej lub bardziej widoczne okresy z mniejszym lub większym zachmurzeniem. Największą liczbę dni pochmurnych wykazuje na obydwu stacjach rok 1980. Wystąpiło ich wtedy 118 w Warszawie i aż 188 w Krakowie. Najmniej dni pochmurnych, na stacji Warszawa-Okęcie, wykazał rok 1992 – 63 dni.

W celu zbadania okresowości zmian zachmurzenia posłużono się metodą sinusoid regresji J. Boryczki (1993), polegająca na aproksymacji ciągu chronologicznego wyników pomiarów sinusoidami regresji:

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

gdzie: θ – okres, a_0 – wyraz wolny, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe

Cykle Θ wyznaczono na podstawie ciągów chronologicznych średnich miesięcznych wartości zachmurzenia.

Istotność statystyczna wyznaczonych cykli określono za pomocą testu Fishera-Snedecora na dwóch poziomach: 5% i 10%. Cykl przyjęto za istotny statystycznie, kiedy wartość obliczona F_{obl} jest większa od wartości krytycznej F_{kr} .

$$F_{obl} = 0,5(n-3)R^2/(1-R^2)$$

Dla $n=30$ lat: $F_{kr}=3,35$ dla poziomu istotności 5%, $F_{kr}=2,51$ dla poziomu istotności 10%

Tendencje zachmurzenia określają współczynniki kierunkowe prostych regresji:

$$y = At + B$$

gdzie A wyznaczone w %/10 lat.

W ciągach czasowych średnich miesięcznych wartości ciśnienia wykryto pięć cykli: 2,2-2,9 lat, 3,0-4,8 lat, 5,0-6,8 lat, 7,2-9,9 lat oraz 10,5-25,5 lat.

Cykle 2,2-2,9 letnie

W najkrótszych cyklach zachmurzenie waha się w przedziale od 0,72% (rok Warszawa) do 2,58% (lato-Kraków). Największe amplitudy cechują lato i zimą, najmniejsze natomiast jesień i rok. Wśród wszystkich cykli 2,2-2,9 letnich tylko dwa są istotne statystycznie na poziomie 5%. Cykle charakteryzujące się dużym współczynnikiem korelacji są istotne statystycznie. Największa korelacja wystąpiła wiosną w Warszawie $R=0,458$.

Cykle 3,0-4,8 letnie

Cykle te charakteryzowały się większymi amplitudami wahań zachmurzenia w porównaniu do cykli najkrótszych: od 0,07% wiosną w Warszawie do 3,29% zimą w Krakowie. Wykryto 3 cykle istotne statystycznie na poziomie 5%. Współczynnik korelacji maksymalnie wyniósł $R=0,564$ (rok-Kraków).

Cykle 5,0-6,8 letnie

Cykle te wyróżniły się znacznymi amplitudami podobnie jak wcześniejszy cykl: od 0,85% (rok- Kraków) do 2,67% (lato – Kraków). Tylko jeden cykl jest istotny statystycznie na poziomie 5% (lato-Kraków). Jesienią w Krakowie w ogóle nie było cykli tej długości. Współczynnik korelacji wyniósł maksymalnie 0,408 (wiosna-Kraków).

Cykle 7,2-9,9 letnie

Cykle te wykazują najmniejsze wahania zachmurzenia od 1,56% (wiosna-Kraków) do 3,82% (lato-Kraków). Tylko 2 cykle są istotne statystycznie na poziomie 5% i 1 na poziomie 10%. Latem i jesienią w Warszawie w ogóle nie ma cykli tej długości. Cykl ten charakteryzuje się największym współczynnikiem korelacji $R=0,470$ (zima-Kraków).

Cykle 10,5-25,5 letnie

W najdłuższych cyklach zachmurzenie waha się od 0,14 (wiosna-Kraków) do 3,52 (lato-Warszawa). Najsłabsze cykle występują latem, a najsilniejsze zimą. Latem w Kra-

krowie nie było cykli tej długości. Wśród długich cykli 2 są istotne statystycznie na poziomie 10% i 1 na poziomie 5%. Współczynnik korelacji wyniósł maksymalnie $R=0,489$ (zima-Kraków).

Charakter przebiegu tendencji zmian w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 w skali roku był bardzo podobny, znacznie większe różnice wystąpiły w tendencjach sezonowych. W analizowanym okresie roczne wartości zarówno na stacji Warszawa-Okęcie jak i Kraków-Balice charakteryzowały się trendem malejącym. W Warszawie jak i w Krakowie zachmurzenie maleje przy czym w Warszawie o $-1,22\%$ /10 lat, a w Krakowie $-1,03\%$ /10 lat.

Najmniejsze i największe wielkości zachmurzenia na obydwu stacjach wystąpiły w tych samych latach. Minimalnym średnim rocznym zachmurzeniem odznaczył się 1982 rok, osiągając w Warszawie 55%, a w Krakowie 54%. Maksimum wystąpiło natomiast w 1980 roku, kiedy pokrycie nieba chmurami wyniosło odpowiednio 69 i 70%. W Warszawie dodatkowo wystąpiło drugie maksimum w 1970 roku, również 69%.

Tabela 1. Przebieg roczny zachmurzenia (%) w latach 1951-1980

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I
Warszawa	77	79	66	65	64	61	61	57	57	67	80	82	77
Kraków	79	79	72	68	69	65	63	60	60	69	80	82	79
Polska	76	75	66	64	63	59	61	57	56	65	79	79	76

Tabela 2. Przebieg roczny zachmurzenia w Warszawie (%) - godz.7

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I
Bielany	77	81	68	65	55	58	59	54	62	73	81	79	77
Uniwersytet	80	81	70	66	57	58	59	58	63	75	85	83	80
Okęcie	74	79	68	64	56	56	58	54	62	73	79	78	74

Tabela 3. Przebieg roczny zachmurzenia w Warszawie (%) - godz.13

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I
Bielany	73	72	68	72	66	69	69	61	69	71	80	78	73
Uniwersytet	77	73	68	72	68	70	70	65	67	75	83	81	77
Okęcie	73	71	66	70	65	66	66	60	65	72	79	77	73

Tabela 4. Przebieg roczny zachmurzenia w Warszawie (%) - godz.19

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I
Bielany	69	69	56	62	60	58	58	53	55	57	73	75	69
Uniwersytet	75	71	57	65	64	60	64	61	59	63	77	77	75
Okęcie	70	70	59	64	61	58	60	55	57	60	70	73	70

Tabela 5. Przebiegi roczne różnic zachmurzenia między średnimi z miast i Polski

Miejscowość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ustka	2	1	-3	-2	-5	-5	-2	0	1	2	-2	-1
Suwałki	4	4	-2	4	2	4	4	3	4	7	6	5
Świnoujście	1	-3	-4	-4	-6	-5	-2	-1	-1	1	-3	-2
Chojnice	4	3	1	3	1	2	3	4	3	7	4	3
Poznań	-2	-3	-3	-2	-3	-1	1	1	0	-2	-2	-2
Warszawa	1	4	0	2	1	2	0	0	1	2	1	3
Zielona Góra	-1	-1	-1	2	0	2	3	2	1	0	-1	-1
Lublin	0	-1	0	-4	-1	-4	-4	-2	-4	-5	0	0
Wrocław	-3	-3	-1	1	-1	1	-1	-1	-2	-3	-5	-5
Kielce	-1	0	2	1	3	2	-1	2	0	-5	0	1
Kraków	3	4	6	5	6	6	2	3	4	4	1	3
Przemysł	-6	-3	2	-5	-1	-3	-6	-6	-5	-10	-4	-4

Tabela 6. Zachmurzenie średnie dobowe (%) w typach cyrkulacji atmosferycznej w okresie 1971-1995 (maksima – podkreślony, minima – pogrubiony)

Stacja	A	CB	E ₀	F	B	D	C ₂ D	E ₂ C	E	E ₁	D ₂ C	G	BE	X	Śred
Koszalin	<u>80,3</u>	76,7	76,6	80,0	79,3	74,7	72,3	63,8	53,2	55,2	61,3	53,5	68,5	64,2	68,2
Legnica	76,4	76,8	79,1	<u>83,0</u>	80,0	68,3	66,6	62,2	63,2	55,3	48,7	44,8	64,6	73,1	68,0
Suwałki	79,3	77,2	<u>80,6</u>	76,6	75,6	67,5	68,3	61,4	55,4	45,4	59,9	53,0	58,2	61,1	66,4
Toruń	77,2	75,0	<u>77,2</u>	<u>79,1</u>	78,4	67,1	66,8	60,8	55,1	51,8	55,6	49,1	61,5	61,8	65,9
Zamość	69,4	69,7	<u>76,8</u>	73,4	68,1	53,7	62,3	59,6	61,9	41,3	45,3	46,3	52,3	70,1	61,8

Tabela 7. Współczynnik zmienności – V_s (w %) rocznego przebiegu zachmurzenia średniego dobowego w wybranych typach cyrkulacji atmosferycznej w latach 1971-1995 (maksima – podkreślony, minima – pogrubione)

Typ	Współczynnik zmienności – V_s				
	Koszalin	Legnica	Suwałki	Toruń	Zamość
A	6,4	6,9	12,2	9,4	13,3
CB	4,5	5,2	8,8	5,3	9,7
E ₀	8,7	5,8	7,3	5,4	9,7
F	10,1	9,6	21,3	14,5	22,1
B	8,2	4,4	13,9	9,3	12,9
D	5,6	6,2	17,7	9,1	18,7
C ₂ D	14,3	9,9	15,6	15,1	16,5
E ₂ C	<u>19,9</u>	18,5	21,6	21,0	21,0
E	19,7	<u>19,8</u>	15,4	17,0	17,0
E ₁	13,4	13,9	28,3	18,4	31,9
D ₂ C	17,3	13,6	25,6	20,7	27,3
G	18,9	17,8	<u>32,5</u>	<u>26,9</u>	26,8

Tabela 8. Średni roczny przebieg zachmurzenia (1966-1995)

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa	74	71	65	61	55	58	54	51	58	61	75	78
Kraków	71	69	65	63	58	59	55	52	57	59	72	75

Tabela 9. Średni roczny przebieg liczby dni pogodnych (1966-1995)

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa	2,3	3,0	4,0	3,5	5,1	3,8	4,8	6,2	4,5	4,5	1,9	1,8
Kraków	2,9	3,3	3,6	3,5	4,2	3,4	5,2	6,3	4,9	5,4	2,5	2,2

Tabela 10. Średni roczny przebieg liczby dni pochmurnych (1966-1995)

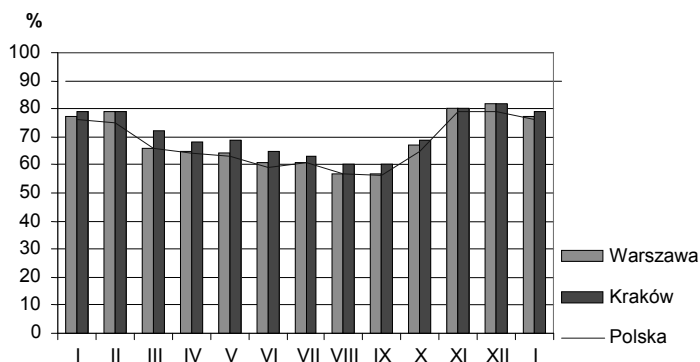
Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Warszawa	13,6	11,4	7,9	5,5	4,2	3,1	2,6	2,6	3,9	7,0	12,8	15,3
Kraków	17,4	15,0	13,7	12,4	9,9	10,1	9,3	8,8	10,2	11,5	16,0	19,2

Tabela 11. Parametry cykli zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji, F_{obl} – wartość obliczona

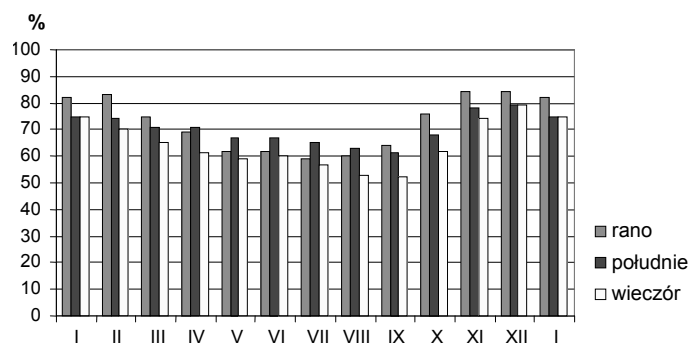
Warszawa						Kraków					
θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}	θ	b	c	ε^2	R	F_{obl}
wiosna											
2,4	2,56	2,2600	14,742	0,458	3,587	2,4	2,03	1,905	23,854	0,298	1,319
2,8	1,82	-0,5261	15,203	0,430	3,069	2,8	2,49	-0,633	21,659	0,416	2,821
3,1	0,07	-1,9626	17,755	0,220	0,687	3,1	1,07	0,872	25,261	0,188	0,493
3,5	1,83	2,8536	15,047	0,440	3,241	3,5	2,50	2,681	20,769	0,455	3,520
4,1	0,95	-2,7053	16,633	0,330	1,644	4,1	2,09	-2,836	22,094	0,395	2,499
4,8	0,81	-1,9094	16,725	0,322	1,561	4,8	1,63	-1,869	22,435	0,378	2,256
6,0	1,75	-2,2923	15,767	0,394	2,476	6,1	1,79	0,104	21,821	0,408	2,700
9,2	1,91	2,2778	15,659	0,401	2,586	7,4	1,56	-0,719	24,698	0,238	0,812
15,0	0,73	0,9481	16,588	0,333	1,686	10,7	0,85	-1,897	24,932	0,219	0,678
						17,0	0,14	-0,094	25,767	0,126	0,219
Lato											
2,4	1,53	-2,2692	34,085	0,227	0,736	2,3	1,93	-2,347	29,172	0,271	1,068
2,7	2,20	0,1683	32,784	0,296	1,300	2,7	2,58	-0,498	28,333	0,316	1,500
3,2	3,28	2,1129	29,920	0,409	2,717	3,1	2,42	2,195	28,838	0,290	1,237
4,0	1,91	0,1856	34,058	0,229	0,747	4,0	2,02	0,386	29,552	0,248	0,881
5,7	2,50	-0,1401	31,904	0,335	1,709	5,0	2,67	2,090	27,819	0,341	1,777
10,5	3,52	-0,6734	28,713	0,448	3,399	8,0	3,82	-1,847	27,383	0,361	2,020
						9,2	2,83	2,125	27,330	0,363	2,050
jesień											
2,4	2,24	0,3989	16,803	0,390	2,417	2,40	2,12	0,595	22,724	0,323	1,569
3,1	1,70	2,6868	17,877	0,312	1,461	2,70	1,22	2,841	24,218	0,213	0,640
4,6	2,84	-1,4517	15,823	0,449	3,403	3,10	2,21	2,108	22,351	0,345	1,821
6,8	2,13	2,0552	17,359	0,352	1,907	4,40	2,10	1,379	23,051	0,302	1,356
25,5	1,19	-1,2746	18,782	0,228	0,740	7,20	1,81	2,379	23,051	0,302	1,356
						17,00	2,83	0,033	21,447	0,393	2,467

Tabela 11. cd.

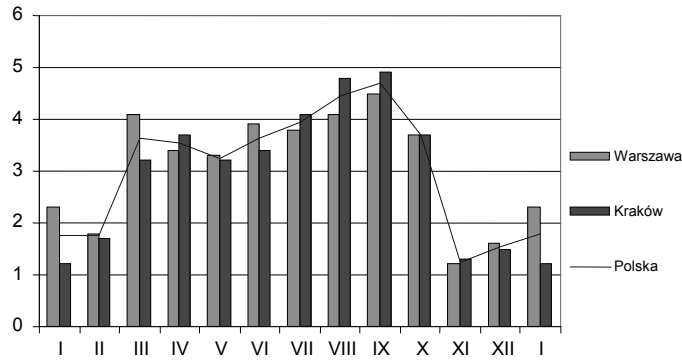
zima											
2,2	1,70	-2,0091	21,197	0,235	0,792	2,20	1,98	-1,418	25,680	0,319	1,478
2,7	2,14	-1,3220	18,763	0,405	2,646	2,60	2,37	-3,112	25,077	0,351	1,826
2,9	2,31	-3,0835	18,296	0,430	3,058	3,00	3,29	2,072	21,519	0,498	4,277
3,4	1,80	-2,3865	19,747	0,346	1,841	3,40	1,45	-2,115	25,880	0,308	1,366
3,9	0,73	-0,9156	21,873	0,159	0,350	4,00	0,53	2,870	27,506	0,196	0,517
4,4	1,07	0,8522	21,556	0,198	0,554	5,50	2,48	-1,401	24,705	0,369	2,049
5,5	2,49	-1,6383	18,796	0,403	2,617	8,50	2,78	3,125	22,285	0,470	3,684
9,3	2,65	3,0178	18,503	0,419	2,872	14,80	2,59	1,838	21,773	0,489	4,076
15,2	1,55	-1,0294	20,198	0,316	1,498						
rok											
2,6	0,72	-3,0270	8,472	0,147	0,300	2,5	1,28	0,759	10,135	0,236	0,797
3,4	1,66	-1,6134	7,186	0,413	2,769	3,5	2,48	2,435	7,319	0,564	6,298
4,6	1,61	-0,8770	7,630	0,345	1,823	4,8	1,28	-1,101	9,590	0,326	1,609
6,2	1,21	0,6101	8,280	0,210	0,620	5,8	0,85	0,257	10,314	0,198	0,549
9,9	1,90	2,7783	7,024	0,435	3,145	7,6	2,07	-0,908	8,855	0,418	2,864
17,5	0,67	0,5615	8,334	0,194	0,528	17,3	1,12	-1,091	9,961	0,268	1,047



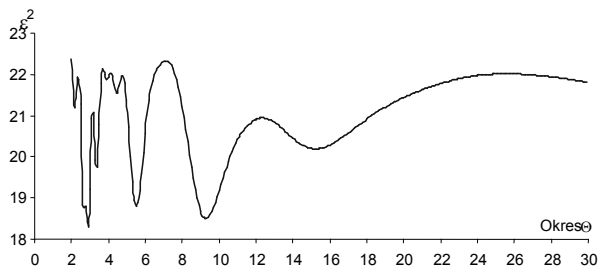
Rysunek 1. Średnie zachmurzenie nieba w Warszawie i Krakowie w latach 1951-1980



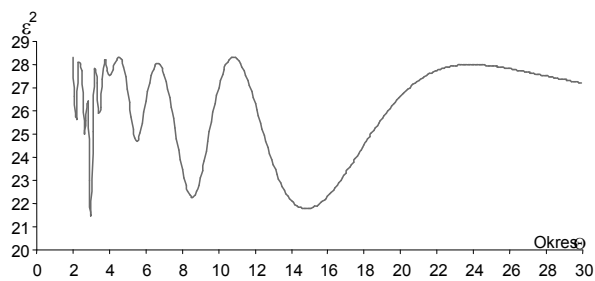
Rysunek 2. Średnie wieloletnie wartości zachmurzenia w Krakowie (%)



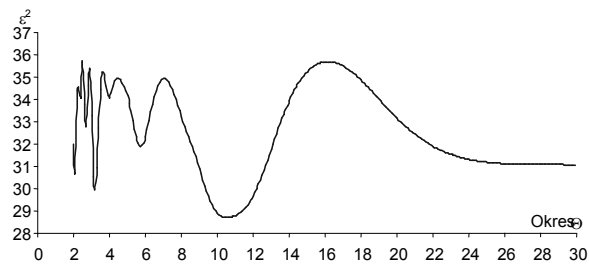
Rysunek 3. Przebieg roczny średniej liczby dni pogodnych



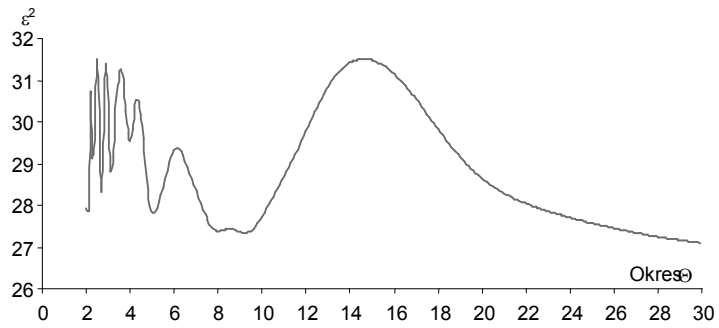
Rysunek 4. Widmo zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-1995- Zima



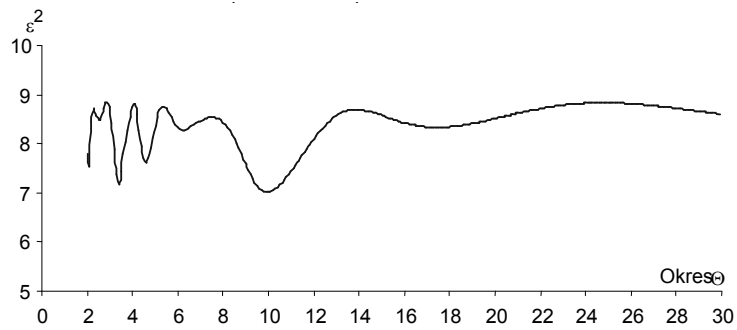
Rysunek 5. Widmo zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-1995- Zima



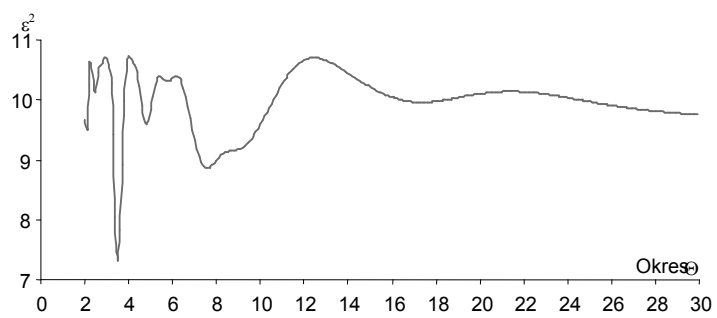
Rysunek 6. Widmo zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-1995 - Lato



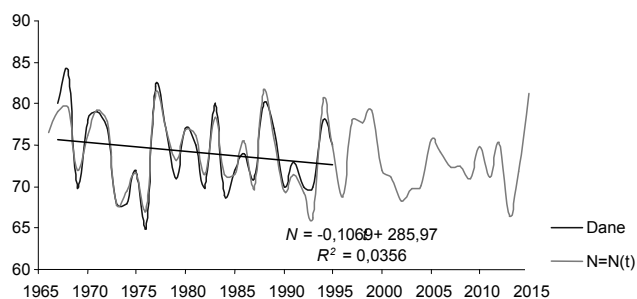
Rysunek 7. Widmo zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-1995 – Lato



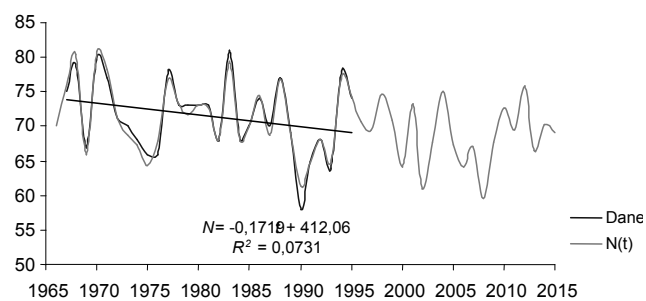
Rysunek 8. Widmo zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-1995 – Rok



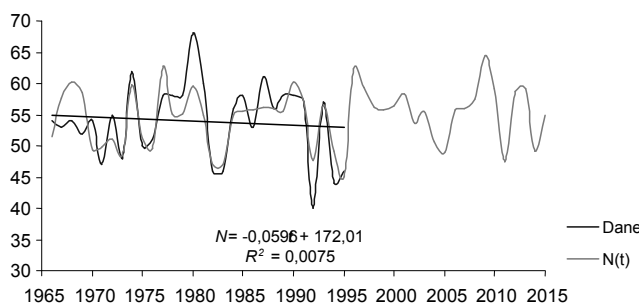
Rysunek 9. Widmo zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-1995 – Rok



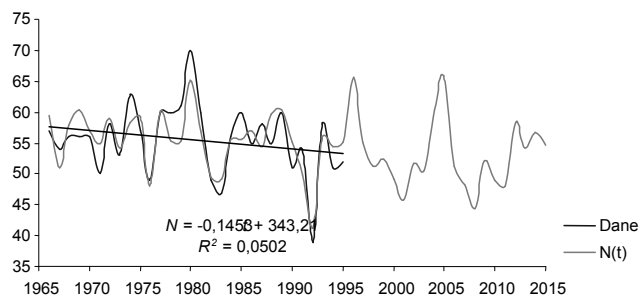
Rysunek 10. Zmiany zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Zima



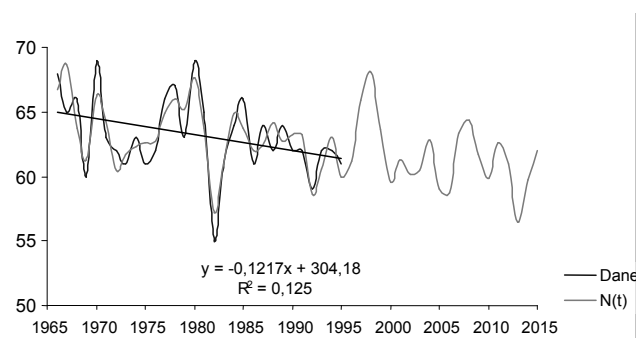
Rysunek 11. Zmiany zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Zima



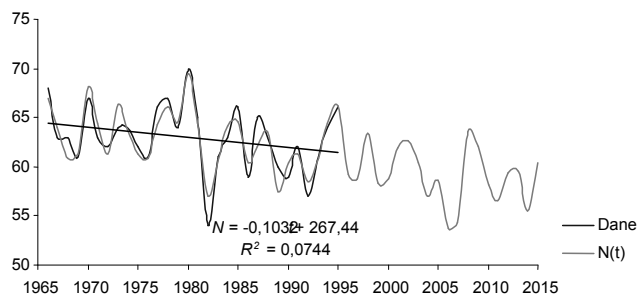
Rysunek 12. Zmiany zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Lato



Rysunek 13. Zmiany zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Lato



Rysunek 14. Zmiany zachmurzenia w Warszawie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Rok



Rysunek 15. Zmiany zachmurzenia w Krakowie w latach 1966-2015, prognoza 1996-2015 – Rok

5.4.3. Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995

Autor: Karol STYŚ

(opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)

Celem pracy było obliczenie tendencji rocznych zmian zachmurzenia i jego charakterystyk w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995. Do rozwiązania tego problemu posłużono się równaniem prostej regresji ($y=ax+b$) na podstawie którego określono tendencje (a) wielkości zachmurzenia (%/10 lat), liczby dni pogodnych, liczby dni pochmurnych i liczby dni z mgłą w poszczególnych miesiącach, porach roku oraz roku. Sprawdzono również istotność statystyczną wyznaczonych trendów za pomocą testu t -Studenta. Wykorzystując klasyfikację typów cyrkulacji atmosferycznej według Osuchowskiej-Klein zbadano również wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmienność charakterystyk zachmurzenia. Wyniki badań przedstawiono w tab. 1-7 i na wykresach – rys. 1-12.

Tendencja średniej rocznej wielkości zachmurzenia przyjęła wartość ujemną w badanym 30-leciu 1966-1995 i wyniosła w Warszawie -1,14%/10 lat, a w Krakowie -0,96%/10 lat. Na taki wynik złożyły się spadkowe trendy większości miesięcy (tylko w marcu w Warszawie, w grudniu w Krakowie oraz w czerwcu i we wrześniu na obydwu stacjach odnotowano tendencję rosnącą). Również w porach roku zaznaczył się trend malejący, jedynie jesienią w Krakowie nastąpił wzrost wielkości zachmurzenia.

Największy spadek trendu zachmurzenia w porach roku stwierdzono wiosną na stacji warszawskiej (-1,57%/10lat), natomiast zimą na stacji krakowskiej (-1,70%/10lat). Najmniej wyraźna tendencja wystąpiła w porze jesiennej na obydwu stacjach.

Największy spadek tendencji zachmurzenia spośród miesięcy odnotowano w maju w Warszawie (-3,99%/10lat) oraz w lipcu w Krakowie (-4,07%/10lat). Największy wzrost trendu wystąpił we wrześniu na obydwu rozpatrywanych stacjach i osiągnął 3,24%/10lat w Warszawie oraz 2,44%/10lat w Krakowie. Najmniej wyraźne tendencje wystąpiły w marcu w Warszawie, zaś w grudniu w Krakowie.

Potwierdzeniem ujemnej tendencji zachmurzenia jest wzrostowy trend liczby dni pogodnych, wyraźniejszy w Warszawie (3,05 dnia/10lat), a w Krakowie – 1,05 dnia/10lat przy czym wzrostowy charakter tendencji zachował się wiosną, latem i jesienią w Warszawie oraz latem i jesienią w Krakowie. Zimą na obydwu stacjach nastąpiło zmniejszenie się liczby dni pogodnych.

Najsilniejszy trend rosnący, wśród pór roku wystąpił wiosną w Warszawie (1,36 dnia/10 lat) i latem w Krakowie, zaś najwyraźniejsza malejąca tendencja zaznaczyła się zimą zarówno w Warszawie jak i Krakowie.

Spśród miesięcy największą dodatnią tendencją odznaczył się październik w Warszawie (1,58 dnia/10lat) oraz lipiec w Krakowie (1,19 dnia/10lat), natomiast najwidoczniejsza tendencja ujemna wystąpiła w czerwcu na stacji warszawskiej (-0,78 dnia/10lat), a we wrześniu w Krakowie (-0,51 dnia/10lat). Najmniej wyraźny trend miał kwiecień w obydwu miastach.

Na obu rozpatrywanych stacjach wystąpiły widoczne spadkowe tendencje liczby dni pochmurnych, wyraźniejsze w Warszawie (-8,38 dni/10lat), niż w Krakowie (-6,65

dni/10lat). Malejący kierunek tendencji potwierdziły wszystkie pory roku w Warszawie i Krakowie, poza jesienią na stacji krakowskiej, kiedy nastąpił wzrost liczby dni pochmurnych.

Spośród pór roku największym trendem spadkowym odznaczyła się zima, zarówno w Warszawie (-3,37 dni/10lat) jak i Krakowie (-3,60 dni/10lat).

Największy spadek liczby dni pochmurnych wystąpił w miesiącach cechujących się najwyraźniejszym trendem ujemnym wielkości zachmurzenia, w więc w maju w Warszawie (-1,72 dnia/10lat) oraz w lipcu w Krakowie (-1,90 dnia/10lat). Największy wzrost tej charakterystyki wystąpił we wrześniu, w miesiącu charakteryzującym się najwyraźniejszą tendencją wielkości zachmurzenia, osiągając w Warszawie 0,85 dnia/10lat, natomiast w Krakowie 1,14 dnia/10lat.

Liczba dni z mgłą odznaczyła się wyraźnym trendem spadkowym w Warszawie (-8,02 dni/10lat), natomiast w Krakowie tendencja ta osiągnęła -2,37 dni/10lat. Na stacji warszawskiej tendencje wszystkich pór roku przyjęły kierunek spadkowy, w Krakowie tylko wiosną wystąpiła tendencja wzrostowa.

Najsilniejszy trend spadkowy liczby dni z mgłą wystąpił zimą na obydwu stacjach osiągając w Warszawie -3,07 dni/10lat, a w Krakowie -1,65 dnia/10lat (rys.12):

$$\text{Warszawa} - y = -0,3069x + 18,431,$$

$$\text{Kraków} - y = -0,165x + 26,234$$

Natomiast najmniej wyraźny trend wystąpił wiosną na badanych stacjach.

Najbardziej widoczna tendencja spadkowa tej charakterystyki wystąpiła w październiku w Warszawie (-1,50 dnia/10lat) oraz w styczniu w Krakowie (-1,00 dnia/10lat). Najwyraźniejszy trend rosnący uwidocznił się w lipcu na stacji warszawskiej (0,18 dnia/10lat), zaś w kwietniu na stacji krakowskiej (0,56 dnia/10lat).

Silny wpływ na wielkość zachmurzenia wywarły typy cyrkulacji atmosferycznej na obydwu stacjach. Współczynnik korelacji z typami cyklonalnymi osiągnął 0,494 w Warszawie oraz 0,517 w Krakowie, natomiast z typami antycyklonalnymi -0,531 na stacji warszawskiej i -0,549 na stacji krakowskiej. Tak więc wzrost częstości typów niżowych powodował zwiększenie się średniej wielkości zachmurzenia w tym okresie, zaś większa aktywność cyrkulacji wyżowej wpływała na zmniejszenie się tego elementu. Z typów cyklonalnych największe znaczenie dla przebiegu wielkości zachmurzenia osiągnął typ E₀, zaś z typów antycyklonalnych typ C₂D.

Liczba dni pogodnych również wykazała dużą zależność od typów cyrkulacji atmosferycznej. Wzrost aktywności cyklonalnej powodował zmniejszenie się liczby dni pogodnych, a współczynnik korelacji osiągnął -0,438 w Warszawie oraz -0,447 w Krakowie. Odwrotną, dodatnią korelację liczba dni pogodnych osiągnęła z typami antycyklonalnymi i wyniosła w Warszawie 0,481, a w Krakowie 0,473. Wzrostowi liczby typów cyklonalnych towarzyszył spadek liczby dni pogodnych, zaś większy udział typów antycyklonalnych wpływał na zwiększenie się liczby dni pogodnych na obydwu stacjach. Z poszczególnymi typami cyklonalnymi i antycyklonalnymi zależność ta okazała się mniejsza.

Przeciwną zależność od cyrkulacji niż liczba dni pogodnych wykazała liczba dni pochmurnych. Wzrost częstości cyrkulacji o charakterze cyklonalnym powodował wzrost liczby dni pochmurnych, zaś większy udział typów antycyklonalnych wpływał na zmniejszenie się tej charakterystyki. Typy niżowe odznaczyły się silniejszym wpływem na

liczbę dni pochmurnych w Krakowie (0,448), niż w Warszawie (0,355). Również typy wyżowe w większym stopniu korelowały z liczbą dni pochmurnych w Krakowie (0,466) aniżeli w Warszawie (-0,397). Najsilniejszą korelację typy cyklonalne jak i antycyklonalne osiągnęły latem, najsłabszą zaś zimą.

Najmniejszą zależnością od częstości cyrkulacji cyklonalnych i antycyklonalnych wykazała się liczba dni z mgłą. Współczynnik korelacji w Warszawie z typami niżowymi wyniósł w Warszawie 0,015, natomiast oraz 0,031 w Krakowie, podobne wartości tego współczynnika liczba dni z mgłą osiągnęła z typami wyżowymi. Znacznie większy wpływ na tę charakterystykę wywarły poszczególne typy cyrkulacji. Największy wzrost liczby dni z mgłą występował przy zwiększonym udziale typu E (antycyklonalny) w Warszawie oraz typu E₀ (cyklonalny) w Krakowie, zaś ujemnie na tę charakterystykę wpływał typ D na stacji warszawskiej oraz typ A na stacji krakowskiej.

Tabela 1. Tendencje liczby dni pogodnych w Warszawie i Krakowie w porach roku: zima, wiosna, lato jesień

Zima		Grudzień	Styczeń	Luty
L. dni pogodnych/10lat	Warszawa	-0,20	-0,04	0,37
	Kraków	-0,41	0,16	0,34
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	0,39	0,09	0,69
	Kraków	0,82	0,33	0,59
Wiosna		Marzec	Kwiecień	Maj
L. dni pogodnych/10 lat	Warszawa	0,05	0,03	1,29
	Kraków	-0,35	-0,08	0,16
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	0,08	0,05	1,87
	Kraków	0,54	0,14	0,29
Lato		Czerwiec	Lipiec	Sierpień
L. dni pogodnych/10lat	Warszawa	-0,78	0,89	0,29
	Kraków	-0,42	1,19	0,44
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,23	1,16	0,38
	Kraków	0,85	1,90	0,67
Jesień		Wrzesień	Październik	Listopad
L. dni pogodnych/10lat	Warszawa	-0,46	1,58	0,03
	Kraków	-0,51	0,27	0,25
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	0,64	1,94	0,07
	Kraków	0,71	0,36	0,47

Tabela 2. Tendencje liczby dni pochmurnych w Warszawie i Krakowie w porach roku: zima, wiosna, lato jesień

Zima		Grudzień	Styczeń	Luty
L. dni pochmurnych/10lat	Warszawa	-1,07	-1,48	-1,32
	Kraków	-0,57	-1,87	-1,40
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,35	1,87	1,50
	Kraków	0,59	2,12	1,44
Wiosna		Marzec	Kwiecień	Maj
L. dni pochmurnych/10lat	Warszawa	0,44	-0,32	-1,72
	Kraków	-0,63	0,14	-1,23
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	0,64	0,43	3,76
	Kraków	0,54	0,14	0,29
Lato		Czerwiec	Lipiec	Sierpień
L. dni pochmurnych/10lat	Warszawa	-0,61	-0,79	-0,42
	Kraków	0,16	-1,90	-0,56
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,52	1,86	0,83
	Kraków	0,21	2,59	0,67
Jesień		Wrzesień	Październik	Listopad
L. dni pochmurnych/10lat	Warszawa	0,85	-0,93	-1,01
	Kraków	1,14	-0,56	0,63
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,69	1,34	1,16
	Kraków	1,27	0,72	0,75

Tabela 3. Tendencje liczby dni z mgłą w Warszawie i Krakowie w porach roku: zima, wiosna, lato jesień

Zima		Grudzień	Styczeń	Luty
Liczba dni z mgłą/10lat	Warszawa	-1,01	-0,89	-1,28
	Kraków	0,16	-1,00	-0,81
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,87	1,54	2,20
	Kraków	0,22	0,94	1,00
Wiosna		Marzec	Kwiecień	Maj
Liczba dni z mgłą/10lat	Warszawa	0,03	-0,84	-0,18
	Kraków	0,44	0,56	-0,71
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	0,06	2,56	0,74
	Kraków	0,62	1,19	1,81
Lato		Czerwiec	Lipiec	Sierpień
Liczba dni z mgłą/10lat	Warszawa	-0,48	0,18	-0,73
	Kraków	0,13	-0,13	-0,32
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,35	0,69	1,91
	Kraków	0,29	0,37	0,53
Jesień		Wrzesień	Październik	Listopad
Liczba dni z mgłą/10lat	Warszawa	-0,83	-1,50	-0,50
	Kraków	-0,41	-0,62	0,33
Test <i>t</i> -Studenta	Warszawa	1,37	2,16	0,75
	Kraków	0,42	0,57	0,37

Tabela 4. Współczynniki korelacji wielkości zachmurzenia z typami cyrkulacji w porach roku: zima, wiosna, lato, jesień

Zima	cyklonalne	antycyklonalne	E ₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,373	-0,432	0,102	0,255	-0,031	0,077	0,357
Kraków	0,456	-0,496	0,150	0,382	-0,162	0,249	0,398
Zima	A	E	E ₁	C ₂ D	D ₂ C	E ₂ C	G
Warszawa	-0,008	-0,077	-0,290	-0,144	-0,328	0,003	0,132
Kraków	-0,023	-0,002	0,009	-0,287	-0,429	-0,293	-0,205
Wiosna	cyklonalne	antycyklonalne	E ₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,495	-0,483	0,406	0,020	-0,016	0,097	0,234
Kraków	0,450	-0,466	0,401	-0,010	0,118	0,163	0,244
Wiosna	A	E	E ₁	C ₂ D	D ₂ C	E ₂ C	G
Warszawa	0,127	-0,260	-0,275	0,139	-0,135	-0,288	-0,026
Kraków	-0,172	-0,130	-0,263	-0,044	-0,275	-0,129	-0,166
Lato	cyklonalne	antycyklonalne	E ₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,743	-0,761	0,570	0,546	0,368	0,118	0,395
Kraków	0,574	-0,595	0,430	0,489	0,097	0,076	0,499
Lato	A	E	E ₁	C ₂ D	D ₂ C	E ₂ C	G
Warszawa	-0,103	-0,398	-0,366	-0,356	0,132	-0,542	-0,322
Kraków	-0,151	-0,206	-0,170	-0,323	-0,107	-0,458	-0,469
Jesień	cyklonalne	antycyklonalne	E ₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,462	-0,479	0,393	0,125	-0,172	0,251	0,039
Kraków	0,389	-0,433	0,419	0,068	-0,162	0,331	0,002
Jesień	A	E	E ₁	C ₂ D	D ₂ C	E ₂ C	G
Warszawa	0,220	0,060	-0,200	-0,348	-0,063	-0,156	-0,250
Kraków	0,077	0,035	0,050	-0,483	-0,071	-0,085	-0,298

Tabela 5. Współczynniki korelacji liczby dni pogodnych z typami cyrkulacji w porach roku: zima, wiosna, lato, jesień

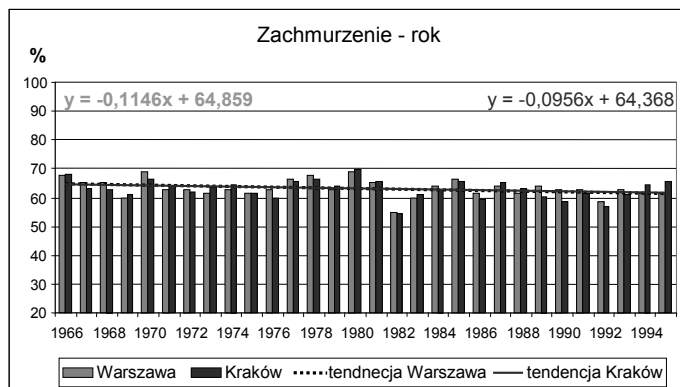
Zima	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,350	0,422	-0,133	-0,300	-0,128	-0,163	-0,257
Kraków	-0,157	0,208	0,071	-0,231	-0,245	-0,034	-0,208
Zima	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,040	0,094	0,288	0,165	0,202	0,029	0,260
Kraków	-0,102	0,034	0,365	0,038	-0,037	-0,018	0,336
Wiosna	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,374	0,380	-0,235	0,025	-0,151	-0,176	-0,292
Kraków	-0,447	0,355	-0,347	-0,023	0,174	-0,165	-0,292
Wiosna	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,215	0,195	0,122	-0,043	0,250	0,163	0,086
Kraków	-0,075	0,088	0,307	-0,040	0,078	0,062	0,232
Lato	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,511	0,543	-0,264	-0,449	-0,246	-0,025	-0,338
Kraków	-0,579	0,597	-0,365	-0,470	-0,448	0,025	-0,237
Lato	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,068	0,323	0,203	0,086	-0,127	0,352	0,546
Kraków	-0,011	0,320	0,519	0,138	-0,284	0,486	0,353
Jesień	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,341	0,429	-0,257	-0,113	-0,004	-0,370	0,130
Kraków	-0,438	0,448	-0,160	-0,211	-0,032	-0,121	-0,012
Jesień	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,075	0,083	-0,038	0,481	-0,078	0,032	0,362
Kraków	-0,270	0,115	0,221	0,321	-0,066	0,132	0,149
Rok	Cyklon.	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,438	0,481	-0,325	-0,209	-0,236	-0,003	-0,074
Kraków	-0,447	0,473	-0,249	-0,144	-0,241	0,087	-0,228
Rok	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,089	0,071	0,058	0,315	0,069	0,252	0,264
Kraków	-0,114	-0,022	0,263	0,264	-0,009	0,173	0,395

Tabela 6. Współczynniki korelacji liczby dni pochmurnych z typami cyrkulacji w porach roku: zima, wiosna, lato, jesień

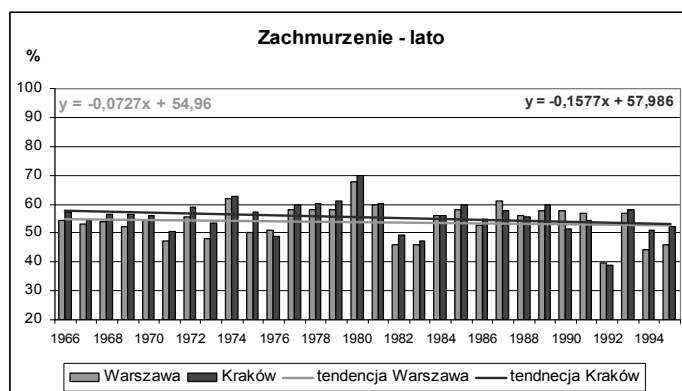
Zima	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,081	-0,141	0,319	0,032	-0,077	0,119	0,517
Kraków	0,349	-0,401	0,178	0,386	-0,276	0,225	0,405
Zima	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,370	0,026	0,139	-0,465	-0,224	-0,143	0,052
Kraków	-0,092	0,071	0,107	-0,320	-0,404	-0,300	-0,223
Wiosna	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,212	-0,308	-0,235	0,025	-0,151	-0,176	-0,292
Kraków	0,328	-0,363	-0,347	-0,023	0,174	-0,165	-0,292
Wiosna	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,215	0,195	0,122	-0,043	0,250	0,163	0,086
Kraków	-0,075	0,088	0,307	-0,040	0,078	0,062	0,232
Lato	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,501	-0,518	0,670	0,172	0,079	0,260	0,291
Kraków	0,562	-0,573	0,482	0,493	0,053	0,026	0,495
Lato	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,306	-0,234	-0,048	-0,299	-0,118	-0,444	-0,215
Kraków	-0,233	-0,154	-0,137	-0,428	-0,206	-0,395	-0,367
Jesień	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,307	-0,299	0,400	-0,097	-0,242	0,237	0,217
Kraków	0,299	-0,307	0,469	0,001	-0,321	0,273	0,109
Jesień	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,096	0,344	-0,058	-0,329	-0,289	-0,035	-0,217
Kraków	-0,003	0,214	-0,066	-0,405	0,032	-0,178	-0,236
Rok	Cyklonalne	Antycykl..	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,355	-0,397	0,308	-0,255	0,279	0,057	0,068
Kraków	0,448	-0,466	0,406	-0,068	0,163	0,060	0,116
Rok	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,015	-0,168	-0,028	0,024	-0,165	-0,373	0,092
Kraków	-0,104	-0,045	-0,224	-0,120	-0,214	-0,093	-0,130

Tabela 7. Współczynniki korelacji liczby dni z mgłą z typami cyrkulacji w porach roku: zima, wiosna, lato, jesień

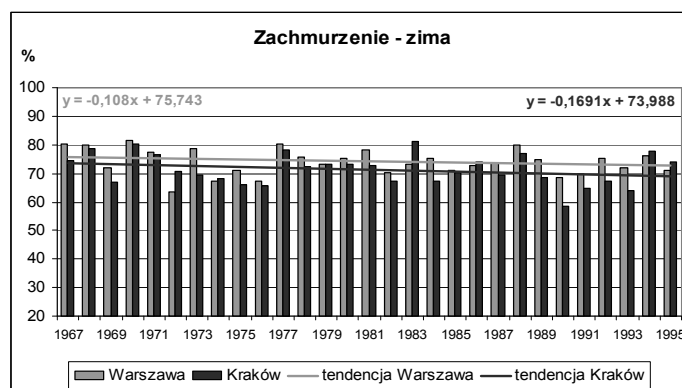
Zima	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,254	-0,242	0,313	-0,067	0,021	0,003	0,389
Kraków	-0,112	0,092	0,479	-0,305	-0,098	0,144	0,092
Zima	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,216	-0,086	-0,050	-0,205	-0,196	0,121	0,188
Kraków	-0,390	-0,074	0,433	-0,381	-0,156	-0,129	0,325
Wiosna	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,387	-0,362	0,261	-0,222	0,208	0,310	0,297
Kraków	0,062	-0,173	0,104	-0,192	0,267	0,022	0,230
Wiosna	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,149	-0,161	-0,244	0,083	-0,134	-0,107	-0,114
Kraków	-0,344	0,031	0,034	-0,210	-0,156	-0,148	-0,098
Lato	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,316	-0,305	0,411	0,164	-0,007	0,329	0,072
Kraków	0,416	-0,392	0,498	0,188	0,010	-0,003	0,527
Lato	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,312	-0,062	-0,295	-0,090	-0,024	-0,418	-0,185
Kraków	-0,168	-0,084	-0,294	-0,254	-0,012	-0,415	-0,166
Jesień	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	-0,256	0,296	-0,133	-0,221	-0,148	-0,120	-0,004
Kraków	-0,357	0,366	-0,043	-0,342	0,123	-0,062	0,009
Jesień	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	0,253	0,170	-0,008	0,345	0,118	-0,216	0,053
Kraków	-0,262	0,039	0,040	0,402	0,226	-0,286	0,168
Rok	Cyklonalne	Antycykl.	E₀	CB	D	F	B
Warszawa	0,015	0,034	0,091	0,015	-0,289	-0,105	0,378
Kraków	0,031	-0,024	0,372	0,031	-0,347	-0,003	0,237
Rok	A	E	E₁	C₂D	D₂C	E₂C	G
Warszawa	-0,115	0,418	-0,102	0,044	-0,274	-0,108	-0,199
Kraków	-0,472	0,343	0,069	-0,177	-0,351	-0,158	0,045



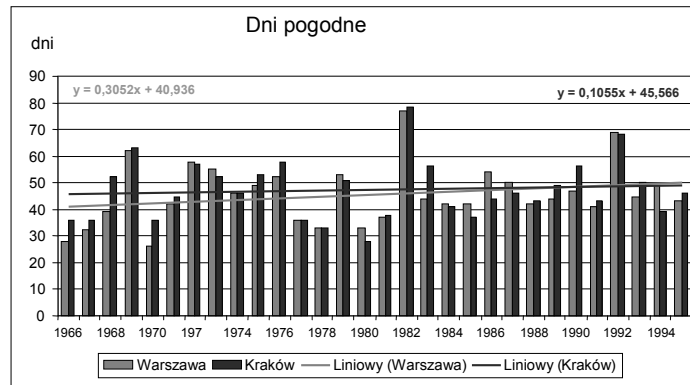
Rysunek 1. Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie (1966-1995)



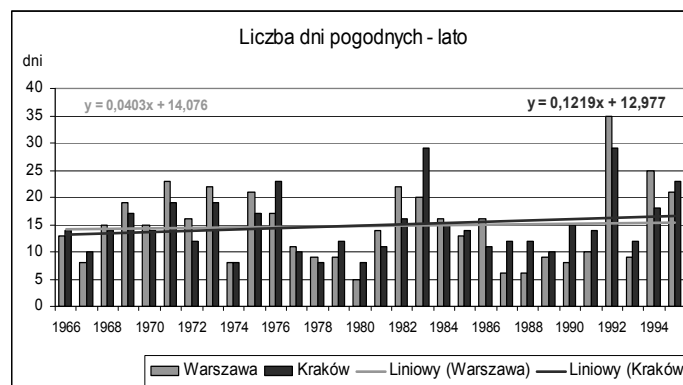
Rysunek 2. Tendencje wielkości zachmurzenia w Warszawie i Krakowie latem (1966-1995)



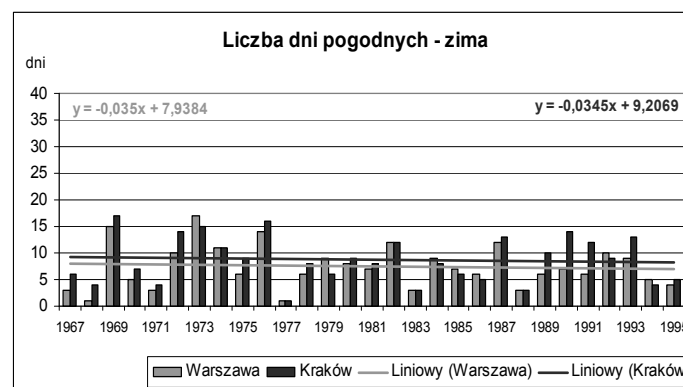
Rysunek 3. Tendencje wielkości zachmurzenia w Warszawie i Krakowie zimą (1966-1995)



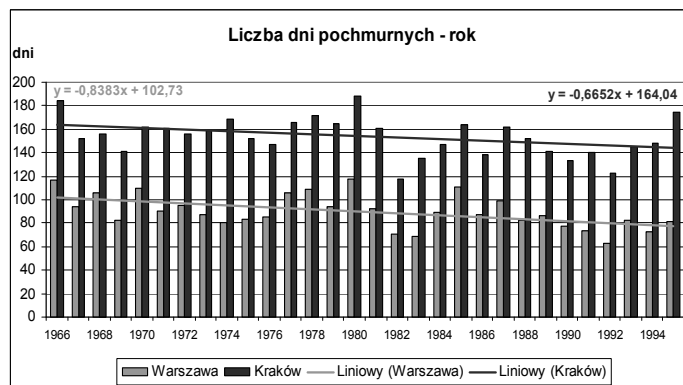
Rysunek 4. Tendencje liczby dni pogodnych w Warszawie i Krakowie (1966-1995), rok



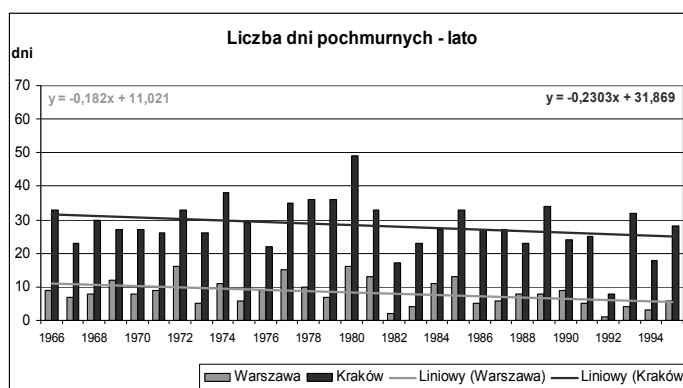
Rysunek 5. Tendencje liczby dni pogodnych w Warszawie i Krakowie latem (1966-1995)



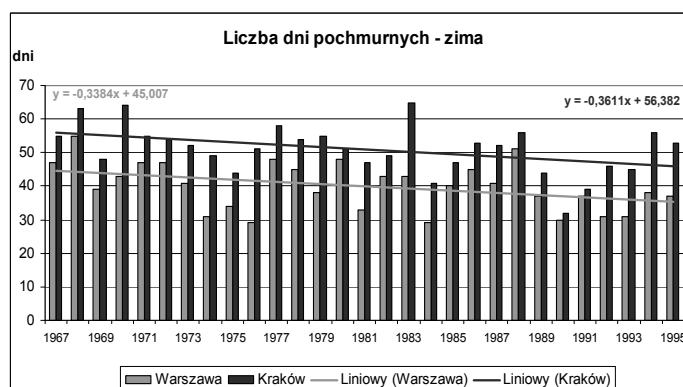
Rysunek 6. Tendencje liczby dni pogodnych w Warszawie i Krakowie zimą (1966-1995)



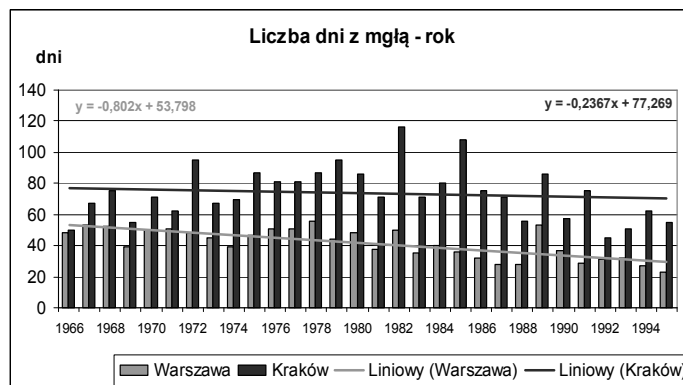
Rysunek 7. Tendencje liczby dni pochmurnych w Warszawie i Krakowie (1966-1995), rok



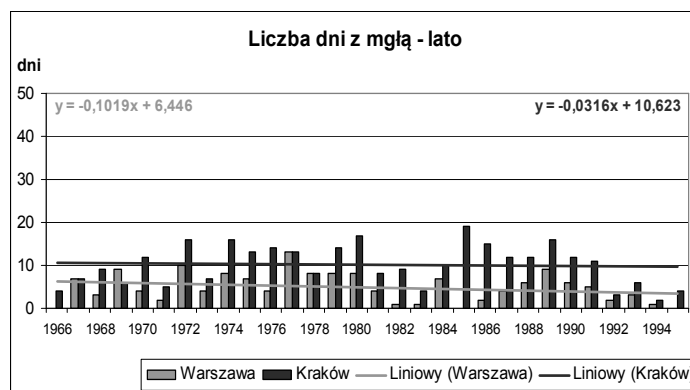
Rysunek 8. Tendencje liczby dni pochmurnych w Warszawie i Krakowie latem (1966-1995)



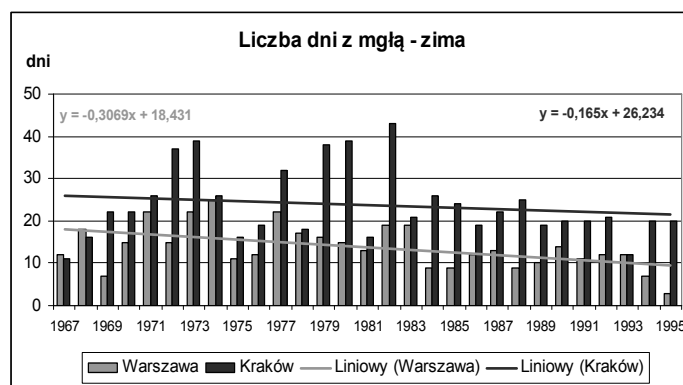
Rysunek 9. Tendencje liczby dni pochmurnych w Warszawie i Krakowie zimą (1966-1995)



Rysunek 10. Tendencje liczby dni z mgłą w Warszawie i Krakowie (1966-1995)



Rysunek 11. Tendencje liczby dni z mgłą w Warszawie i Krakowie latem (1966-1995)



Rysunek 12. Tendencje liczby dni z mgłą w Warszawie i Krakowie zimą (1966-1995)

5.4.4. Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990

Autor: Magdalena GOZDECKA

Opiekun naukowy: Jolanta WAWER

Celem pracy jest określenie tendencji zmian i wahań opadów atmosferycznych w Polsce. Rozwiązanie tego problemu przedstawiono na przykładzie 14 stacji meteorologicznych, charakteryzujących różne jednostki fizycznogeograficzne. Na podstawie prostych regresji ustalono najogólniejszy trend rocznych sum opadu w badanym 40-letnim okresie 1951-1990, w tych stacjach meteorologicznych. Ważnym problemem jest przebieg roczny opadów atmosferycznych oraz częstość i prawdopodobieństwo wystąpienia określonych sum opadu. Wyznaczono tendencje zmian opadu i przedstawiono na wykresach linie trendów wzrostowych lub spadkowych. Najważniejsze wyniki zamieszczono w tabelach 1-8 i na wykresach – rys. 1-3

Materiały źródłowe pochodzą ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej i obejmują okres 40-letni (1951-1990). Dysponując długim ciągiem opadowym obliczono średnie sumy opadów atmosferycznych w poszczególnych miesiącach, sezonach, półroczach i roku. W celu zbadania materiału opadowego wykorzystano średnie arytmetyczne obliczone według wzoru:

$$P_{sr} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i$$

gdzie: P_{sr} – średnia suma, P_i – suma i-tego roku, N – liczba lat (40)

W opracowaniu wykorzystano dane opadowe z 14 stacji dość równomiernie rozmieszczonych z obszaru Polski (z wyłączeniem gór)(tab. 1).

Przebieg roczny opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990

Ważnymi charakterystyką klimatu jest przebieg roczny sum opadów atmosferycznych oraz przestrzenne ich zróżnicowanie w miesiącach, w porach roku, półroczach i roku. Rozkład czasowy i przestrzenny opadów uwarunkowany jest wieloma czynnikami, a w szczególności cyrkulacją atmosferyczną. W związku z tym najmniejsze i największe sumy miesięczne mogą występować w różnych porach roku, zależnie od warunków termicznych i zawartości pary wodnej w powietrzu. W Polsce opady atmosferyczne występują przez cały rok w wyniku całorocznej działalności układów cyklonalnych w rejonie Europy. Należą do typu szerokości umiarkowanych z zaznaczającymi się cechami kontynentalnymi. Najwięcej opadów występuje latem, gdy chmury mają dużą miąższość i wodność, charakterystyczne są dla zachmurzenia konwekcyjnego. Udział opadów półroczna letniego, liczonego od maja do października włącznie, w rocznej sumie opadów wynosi ponad 60% (Woś, 1999). Na rozkład opadów atmosferycznych ma wpływ wiele czynników między innymi: szerokość geograficzna, rzeźba terenu, oddalenie od oceanów i wysokość nad poziomem morza.

Prawdopodobieństwo wystąpienia określonych sum opadów atmosferycznych

Opad atmosferyczny jest elementem bardzo zmiennym w czasie. Dzięki długiej serii pomiarów można wyliczyć częstość a następnie prawdopodobieństwo wystąpienia określonej rocznej sumy opadów. W badanym 40-leciu sumy opadu podzielono na przedziały co 50 mm, począwszy od 301 mm a skończywszy na 1050 mm. Stwierdzono, że na 6 z 14 stacji wystąpił opad w przedziale 551-600 mm charakteryzujący się największym prawdopodobieństwem. Są to: Łeba, Elbląg, Zielona Góra, Przemyśl, Zamość, Ostrołęka. W środkowej części Polski w Zielonej Górze, Warszawie i Kaliszu najczęściej opad występował w przedziale 451-500 mm. Jest to obszar kraju, który znajduje się w tak zwanym cieniu opadowym. W Kołobrzegu, Łebie i w Katowicach najczęściej opad występował w przedziałach: 601-650 mm i 651-700 mm.

Łeba

W Łebie wydzielono 12 przedziałów. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia opadu (15%) wystąpiło w 4 przedziałach: 551-600 mm, 601-650 mm, 701-750 mm i 751-800 mm. Najmniejsze zaś wynoszące 2,5% wystąpiło w przedziale najwyższych sum 951-1000 mm. Na stacji tej nie wystąpiły sumy opadu z przedziałów: 851-900 mm, 901-950 mm i 451-500 mm.

Warszawa

W Warszawie opad w ciągu 40-lecia charakteryzował się różną wysokością. Wydzielono 10 przedziałów, począwszy od 301-350 mm a skończywszy na przedziale 751-800 mm. Największe prawdopodobieństwo wystąpiło w przedziale 451-500 mm (27,5 %) w 11 latach. Zaś w ciągu 8 lat zaobserwowano opad z przedziału 401-450 mm z prawdopodobieństwem 20%. Sumy przedziału 501-550 mm wystąpiły w ciągu 6 lat z prawdopodobieństwem 15 %. Natomiast z przedziału 551-600 mm opad wystąpił w 5 latach z prawdopodobieństwem 12,5 %. Przedziały w zakresie wartości: 401-450 mm, 451-500 mm, 501-550 mm i 551-600 mm są przedziałami najczęściej występującymi. Jest to prawidłowa cecha dla tej stacji, ponieważ obszar na którym jest położona stacja, charakteryzuje się opadami w ciągu roku najczęściej z zakresu od 450 do 600 mm. Opady również wystąpiły w przedziale 751-800 mm z prawdopodobieństwem 2,5% (w jednym roku w ciągu badanego 40-lecia). Zaś sumy opadu z przedziału 701-750 mm nie wystąpiły.

Zamość

Zamość jest kolejną stacją gdzie największe prawdopodobieństwo wystąpienia opadu – 22,5% przypada na przedział 551-600 mm. Sumy takie wystąpiły w 9 latach. Kolejnymi przedziałami o dużym prawdopodobieństwie ich pojawienia się, są przedziały: 451-500 mm (20%) i 501-550 mm (17,5%). Zaś najmniejsze prawdopodobieństwo – 2,5% wystąpiło w przedziale najniższych rocznych sum 251-300 mm. Przedziały z sumami opadu 301-350 mm i 351-400 mm nie wystąpiły.

Tendencje zmian opadów atmosferycznych

Tendencją nazywamy ogólny kierunek zmiany danego elementu klimatu w dłuższym czasie. Przedstawia się ją na wykresach wyznaczając linię trendu, określaną prostą regresji. Prosta ta przedstawia charakter tych zmian (powolne obniżanie się lub podwyższanie

średnich wartości. Tendencję zmian opadów atmosferycznych określono za pomocą równań prostych regresji:

$$P = At + B$$

gdzie: P – sumy opadów atmosferycznych, t – czas, A – współczynnik regresji, wyrażający średni przyrost (dodatni lub ujemny) opadów na jednostkę czasu t , B – wyraz wolny. Współczynnik regresji A wyrażony jest w mm/rok. Tendencję opadów atmosferycznych w wieloleciu 1951-1990 zbadano na podstawie danych z 14 stacji meteorologicznych położonych w różnych regionach Polski. Są to Kołobrzeg, Łeba, Elbląg, Gorzów Wielkopolski, Ostrołęka, Warszawa, Siedlce, Zielona Góra, Kalisz, Legnica, Sandomierz, Zamość, Katowice, Przemyśl (tab. 4 i 5). Następnie w celu dokładniejszego zbadania linii trendu prześledzono tendencje opadu na przykładzie lipca i lutego. Miesiące te zostały wybrane ze względu na wystąpienie najwyższej sumy opadu 82 mm w lipcu i najmniejszej 28 mm w lutym. W celu dopełnienia analiz zmian opadów atmosferycznych, szczegółowo omówiono zmienność z roku na rok tego elementu klimatu w wieloleciu 1951-1990 na poszczególnych stacjach meteorologicznych, bo opad jest elementem bardzo zmiennym w czasie.

Wpływ typów cyrkulacji atmosferycznych na sumy opadu na przykładzie lipca i lutego

Lipiec

W celu zbadania wpływu cyrkulacji atmosferycznej na opad w badanym wieloleciu, wybrano miesiąc z największą sumą opadu 82 mm (lipiec) i z najmniejszą sumą 28 mm (luty). Przeanalizowano szczególnie te miesiące, w których sumy miesięczne były wysokie: w lipcu powyżej 200 mm i w lutym powyżej 60 mm. Następnie sprawdzono jakie dominowały wtedy typy cyrkulacji. Analiza opadów atmosferycznych wykazała, że w badanym 40-leciu największy wpływ na opad miała cyrkulacja cyklonalna zarówno w lipcu jak i w lutym. W lipcu opad powyżej 200 mm wystąpił w ośmiu latach: 1957, 1959, 1960, 1965, 1966, 1980, 1981, 1988, na stacjach: Łeba, Elbląg, Zielona Góra, Legnica, Sandomierz, Katowice, Przemyśl. Spośród tych lat, w dwóch latach wpływ na opad atmosferyczny miała cyrkulacja antycyklonalna w 1988 roku (54,8%) i w 1959 roku (58,1%), która przyczynia się do powstawania burz wewnątrzmasowych. W 1959 roku dominowała cyrkulacja antycyklonalna – typ E (północno-wschodnia cyrkulacja antycyklonalna) – 35,5%, który miał największy wpływ na wystąpienie opadu w lipcu powyżej 200 mm, zaś w roku 1988 największy wpływ miał typ C₂D (zachodnia cyrkulacja antycyklonalna) (35,5%). W pozostałych latach dominowała cyrkulacja cyklonalna. W 1965 roku na wystąpienie sumy opadu 215 mm w Łebie i 210 mm w Przemyślu duży wpływ a zarazem największy w 8-latach miała cyrkulacja cyklonalna wynosząca 77,4%. Wówczas typ CB – cyrkulacja północno-zachodnia (45,2%) miał duży wpływ na opad w roku 1965 w Łebie i Przemyślu. W lipcu 1966r. na wysokość opadu w Katowicach wpłynęła głównie cyrkulacja cyklonalna – typ CB (48,4%), ale i dwa typy antycyklonalne: E (NEa) – 16,1% i C₂D (Wa) – 16,1%. W lipcu 1980 roku typy cyklonalne E₀ i CB stanowiły prawie 55%, ale duży był też udział typu E – NEa (22,6%). W 1981 roku ponad 60% udziału miały typy cyklonalne: E₀, B i CB, ale i typ E – 129%. W 1988r. w rozkładzie cyrkulacji w lipcu dominują układy antycyklonalne C₂D (Wa) – 35,5% i D₂C (S,SWa) – 12,9%.

W powyższy sposób określono w przybliżeniu wpływ typów cyrkulacji na wysokie sumy miesięczne w lipcu, gdyż nie ma dokładnej informacji o dobowych sumach. Z analizy wynika wyraźny wpływ na opady atmosferyczne frontów ciepłych i chłodnych w niżu, jak również wpływ burz wewnątrzmasowych w układach wyżowych.

Luty

W lutym opad powyżej 60 mm wystąpił w 11 latach: 1952, 1957, 1958, 1962, 1964, 1966, 1967, 1968, 1973, 1977, 1988 na stacjach Kołobrzeg, Łeba, Elbląg, Gorzów Wielkopolski, Ostrołęka, Zielona Góra, Sandomierz, Zamość, Katowice i Przemyśl. Stwierdzono, że z 11 lat w trzech latach największy wpływ na wystąpienie opadu powyżej 60 mm miała cyrkulacja antycyklonalna w: 1962, 1964 i 1967 wynosząc odpowiednio 67,9%, 58,6 i 53,6%. W pozostałych latach dominowała cyrkulacja cyklonalna. W 1973 roku w Katowicach wystąpił opad 78 mm. Wpływ na wysokość tego opadu miała cyrkulacja cyklonalna (92,9%) zwłaszcza typ CB – cyrkulacja północno-zachodnia (25%). W 1988 roku największy wpływ na wystąpienie opadu powyżej 60 mm w Gorzowie Wielkopolskim i Zielonej Górze również miała cyrkulacja cyklonalna (86,2%) z tym, że największy wpływ miał typ D południowo – zachodnia cyrkulacja cyklonalna (SWc) 20,7%. W 1957 roku w Elblągu jak i w 1958 roku w Kołobrzegu, Elblągu, Łebie i w Gorzowie Wielkopolskim cyrkulacja cyklonalna miała w tych latach taki sam wpływ na wystąpienie opadu (75%), z tym, że w 1957 roku dominował typ B – południowa cyrkulacja cyklonalna (25%), zaś w 1958 typ CB – cyrkulacja północno-zachodnia (35,7%). Z powyższej analizy wynika dość jednoznaczny wpływ typów cyklonalnych na wysokość opadu w porze zimowej. Nawet jeśli w danym miesiącu dominowały układy antycyklonalne to udział typów cyklonalnych, zwłaszcza CB (NWc) był stosunkowo duży np. rok 1962 i 1964 lub też typ D (SWc) – 25% jak to miało miejsce w 1967 roku.

Podsumowanie

Średnia roczna suma opadu atmosferycznego w latach 1951-1990 w Polsce wynosi 591 mm. W ciągu roku najwięcej opadu występuje latem wynosząc 224 mm, co stanowi 38 % opadów całego roku. Średnie sumy opadu jesienią (140 mm) w badanym okresie są nie wiele wyższe od sum opadu wiosny (125 mm). Sezonem o najmniejszych sumach opadu jest zima – 102 mm. W badanym wieloleciu najwyższe sumy opadu atmosferycznego występują w półroczu ciepłym – 349 mm, zaś w półroczu chłodnym opad jest znacznie niższy 242 mm.

Najbardziej obfitym miesiącem w opady atmosferyczne jest lipiec. Średnia suma tego miesiąca wynosi 82 mm, zaś luty charakteryzuje się najniższą sumą w badanym 40-leciu – 28 mm. W pracy wyznaczono prawdopodobieństwo wystąpienia określonych rocznych sum opadów atmosferycznych. W tym celu utworzono przedziały co 50 mm, począwszy od 301 mm a skończywszy na 1050 mm. Stwierdzono, że na 6 z 14 stacji wystąpił opad w przedziale 551-600 mm. Przedział ten charakteryzuje się największym prawdopodobieństwem na stacjach: Łeba – 15%, Elbląg – 20%, Ostrołęka – 22,5%, Zielona Góra – 20%, Zamość – 22,5%, Przemyśl – 20%. Analiza wykazała, że sumy opadu na poszczególnych stacjach meteorologicznych są bardzo zróżnicowane. Średnie roczne sumy opadu wahają się od poniżej 600 mm do powyżej 650 mm. W poszczególnych latach zróżnicowanie sum było jeszcze większe. Najwyższa suma roczna w 40-leciu wyniosła 1011 mm

w 1974 roku, zaś najniższa w 1964 roku – 522 mm. Współczynnik nieregularności, który bardzo dobrze charakteryzuje zmienność opadu na obszarze Polski wynosi 1,85. Najwyższy współczynnik wystąpił na stacji Zamość wynosząc 2,67, zaś najniższy na stacji Katowice 1,94, co świadczy o większych wahaniami rocznych sum opadu w Zamościu niż w Katowicach, gdzie sumy roczne były najwyższe.

Badanie tendencji zmian rocznych sum opadu w Polsce wykazało dominację tendencji ujemnej. Stwierdzono, że 9 z 14 stacji cechuje się tendencją ujemną. Na stacji Legnica występuje największy spadek sum rocznych opadu: $A = -1,9784$ mm/rok. Dodatnią tendencją zmian charakteryzują się sumy na stacjach: Katowice, Warszawa, Ostrołęka, Elbląg, Kołobrzeg.

W pracy zbadano tendencję zmian opadów atmosferycznych w wybranych miesiącach (luty i lipiec) z 14 stacji. Z analizy wynika, że w lutym, wschodnia część Polski charakteryzuje się najwyższą tendencją ujemną w tym miesiącu. W lipcu stwierdzono, że tylko 2 z 14 stacji meteorologicznych cechuje tendencją dodatnią. Są to: Kołobrzeg ze współczynnikiem 0,3517 mm/m-c, i Przemyśl $A = 0,1948$ mm/m-c.

W analizowanym 40-leciu 1951-1990 udział typów cyklonalnych i antycyklonalnych był podobny (48,6 i 48,4%). Dominującymi typami cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein okazały się typ E (NEa) – 15,5 i CB (NWc) – 14,5 oraz typ C₂D (Wa) – 11, E₀ (NE, Ec) – 10,1, a także E₁ (SE, Ea) – 9,8%.

Badając udział typów w poszczególnych porach roku stwierdzono, że wyraźnie zmieniają się udziały typów. I tak wiosną dominują typy antycyklonalne nad cyklonalnymi (49-47,8%). Zdecydowanie największym udziałem charakteryzuje się typ E (NEa) – 19,2%, dwa typy cyklonalne: CB – 12,6% i E₀ – 11,4% i typ E₁ (SE, Ea) – z udziałem 10,2%. Latem większy jest udział typów cyklonalnych, chociaż największą frekwencją odznacza się typ E (NEa) – 20,6% oraz typ CB (NWc) – 12,6 i E₀ (NE, Ec) – 11,4%, a także E₁ (SE, Ea) – 10,2%. Jesienią również przeważają układy cyklonalne nad antycyklonalnymi (odpowiednio 46,6-50%). Dominują typy cyklonalne: CB (14,2%) i D (9,1%) i trzy typy antycyklonalnej cyrkulacji: E – 11,6, E₁ – 12,1 i C₂D – 11,2%. Zimą częściej zdarzają się typy cyklonalne niż antycyklonalne (51,7-45,9%) i częstości typów są zróżnicowane. Z typów antycyklonalnych dużym udziałem odznaczają się typy E₁, E i C₂D (powyżej 32%), zaś z typów cyklonalnych CB (13,7) i D (10,1%).

Badając wpływ typów cyrkulacji na występowanie opadu powyżej 200 mm w lipcu i 60 mm w lutym wykazano, iż cyrkulacja cyklonalna ma największy wpływ na wystąpienie opadu w powyższych miesiącach. W okresie lata, kiedy częściej występuje opad z chmur konwekcyjnych, zwłaszcza burz wewnątrzmasowych nie bez znaczenia są układy antycyklonalne.

Tabela 1. Stacje meteorologiczne uwzględnione w opracowaniu

	Stacja	φ N	λ E	H_s (m n.p.m.)
1	Kołobrzeg	54° 11'	15° 35'	3
2	Łeba	54° 45'	17° 32'	2
3	Elbląg	54° 10'	19° 26'	40
4	Gorzów Wlkp.	52° 44'	15° 15'	65
5	Ostrołęka	53° 05'	21° 34'	95
6	Warszawa	52° 10'	20° 58'	106
7	Siedlce	50° 11'	22° 16'	146
8	Zielona Góra	51° 56'	15° 30'	180
9	Kalisz	51° 44'	18° 05'	140
10	Legnica	51° 13'	16° 10'	122
11	Sandomierz	50° 42'	21° 43'	217
12	Zamość	50° 42'	23° 15'	212
13	Katowice	50° 29'	19° 05'	317
14	Przemyśl	49° 48'	22° 46'	279

Tabela 2. Średnie sezonowe i roczne sumy opadów atmosferycznych w latach 1951-1990

Stacje	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	IV-IX	X-III	I-XII
Kołobrzeg	122	221	181	130	343	311	654
Łeba	113	212	204	131	325	335	661
Elbląg	113	243	182	113	356	295	651
Gorzów Wlkp.	117	193	125	109	310	234	546
Ostrołęka	119	211	132	101	330	233	562
Warszawa	111	199	117	79	310	196	506
Siedlce	114	211	124	86	325	210	534
Zielona Góra	133	207	130	116	340	246	585
Kalisz	109	198	115	85	307	200	508
Legnica	130	227	112	79	357	191	549
Sandomierz	126	236	119	90	362	209	572
Zamość	130	231	126	85	361	211	571
Katowice	168	274	149	120	442	269	711
Przemyśl	150	269	141	102	419	243	661
Średnia	125	224	140	102	349	242	591

Tabela 3. Średnie miesięczne i roczne sumy opadów atmosferycznych w mm (1951-1990)

Stacje	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Rok
Kołobrzeg	53	46	31	37	39	46	62	86	73	68	56	57	654
Łeba	54	45	32	32	36	45	54	84	74	77	67	60	661
Elbląg	48	36	29	27	37	49	74	89	80	74	54	54	651
Gorzów Wlkp.	44	37	29	30	39	48	68	69	56	44	39	42	546
Ostrołęka	42	31	28	27	39	53	70	70	71	46	41	45	562
Warszawa	33	23	23	25	33	54	69	71	59	42	36	39	505
Siedlce	36	26	24	26	33	55	76	72	63	48	37	39	534
Zielona Góra	47	37	32	33	43	57	62	74	71	45	42	43	585
Kalisz	35	26	24	25	34	50	57	76	65	43	34	38	508
Legnica	31	25	23	27	42	61	71	83	73	41	38	33	549
Sandomierz	35	29	27	28	38	60	80	88	68	45	37	37	572
Zamość	33	26	26	28	38	64	81	81	69	49	40	37	571
Katowice	46	38	36	38	50	80	90	102	82	57	45	47	711
Przemysł	42	30	30	32	46	72	95	97	77	56	44	41	661
Średnia	41	33	28	30	39	57	72	82	70	53	44	44	591

Tabela 4. Równania prostych regresji rocznych sum opadów atmosferycznych w Polsce w okresie 1951-1990 (R^2 – współczynnik determinacji)

Stacje	P	R^2	Stacje	P	R^2
Kołobrzeg	$P=1,6332t+620,62$	0,0278	Zielona Góra	$P=-1,4917t+615,85$	0,0313
Łeba	$P=-1,4212t+690,48$	0,016	Kalisz	$P=-0,4745t+518,18$	0,0035
Elbląg	$P=1,2561t+625,2$	0,0107	Legnica	$P=-1,9784t+589,66$	0,0492
Gorzów Wlkp.	$P=-0,5719t+557,27$	0,0046	Sandomierz	$P=-1,9759t+612,33$	0,0388
Ostrołęka	$P=0,6504t+548,19$	0,0059	Zamość	$P=-1,3267t+598,67$	0,0215
Warszawa	$P=0,8724t+487,02$	0,0111	Katowice	$P=0,6769t+696,82$	0,0042
Siedlce	$P=-0,2526t+539,25$	0,001	Przemysł	$P=-0,6483t+674,67$	0,0034

Tabela 5. Równania prostych regresji sum opadów atmosferycznych w lipcu i lutym w Polsce (R^2 – współczynnik determinacji)

Stacje	P		R ²	
	Lipiec	Luty	Lipiec	Luty
Kołobrzeg	$P=0,3517t+79,215$	$P=-0,0566t+32,485$	0,0105	0,0018
Łeba	$P=-0,4647t+93,827$	$P=-0,344t+38,927$	0,0094	0,0384
Elbląg	$P=-0,1509t+92,419$	$P=-0,2375t+33,369$	0,0011	0,0302
Gorzów Wlkp.	$P=-0,872t+87,327$	$P=-0,1542t+31,862$	0,0626	0,0109
Ostrołęka	$P=-0,2984t+76,542$	$P=-0,3484t+35,092$	0,0107	0,0855
Warszawa	$P=-0,2205t+75,946$	$P=-0,2842t+28,727$	0,0043	0,0587
Siedlce	$P=-0,3738t+79,838$	$P=-0,4449t+33,346$	0,0135	0,1456
Zielona Góra	$P=-0,5647t+85,577$	$P=-0,1399t+34,392$	0,021	0,0114
Kalisz	$P=-1,1158t+98,773$	$P=-0,2048t+28,423$	0,1075	0,0361
Legnica	$P=-0,8531t+100,44$	$P=-0,1927t+27,1$	0,0329	0,0417
Sandomierz	$P=-0,1775t+92,038$	$P=-0,3713t+34,512$	0,0022	0,0647
Zamość	$P=-0,0385t+82,038$	$P=-0,6241t+38,669$	0,0022	0,2149
Katowice	$P=-0,465t+111,81$	$P=-0,0659t+37,027$	0,0118	0,0011
Przemysł	$P=0,1948t+92,931$	$P=-0,3729t+37,269$	0,0028	0,0558

Tabela 6. Udział typów cyrkulacji w lipcu w sumach miesięcznych opadów ≥ 200 mm w: Lebie, Legnicy i Przemysłu

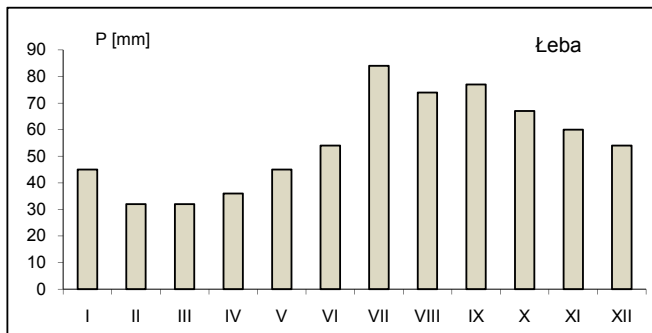
1988 Łeba	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	1	-	1	6	3	3	14	-	-	4	11	-	2	17
%	3,2	-	3,2	19,4	9,7	9,7	45,2	-	-	12,9	35,5	-	6,5	54,8
1959 Legnica	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	5	-	-	1	-	6	12	11	-	5	2	-	-	18
%	16,1	-	-	3,2	-	19,4	38,7	35,5	-	16,1	6,5	-	-	58,1
1980 Przemysł	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	11	1	-	2	2	6	22	7	-	-	-	1	1	9
%	35,5	3,2	-	6,5	6,5	19,4	71	22,6	-	-	-	3,2	3,2	29

Tabela 7. Udział typów cyrkulacji w lutym w sumach miesięcznych opadu ≥ 60 mm w: Elblągu, Przemysłu, Sandomierzu

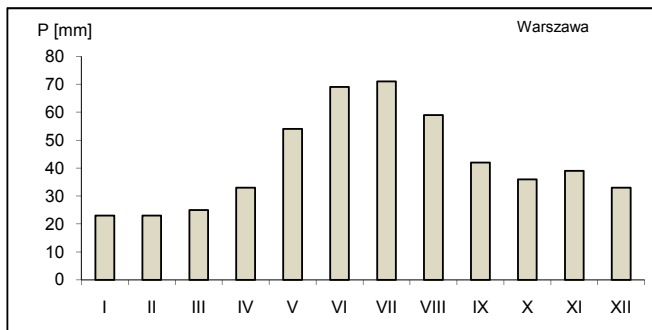
1957 Elbląg	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	2	-	7	4	6	2	21	1	-	4	-	-	-	5
%	7,1	-	25	14,3	21,4	7,1	75	3,6	-	14,3	-	-	-	17,9
1964 Przemysł	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	4	-	-	1	2	4	11	-	10	-	3	3	1	17
%	13,8	-	-	3,4	6,9	13,8	37,9	-	34,5	-	10,3	10,3	3,4	58,6
1968 Sandomierz	E ₀	F	B	D	A	CB	Cyk.	E	E ₁	D ₂ C	C ₂ D	E ₂ C	G	Ant.
Ld	-	2	3	3	2	8	18	7	3	-	-	-	-	10
%	-	6,9	10,3	10,3	6,9	27,6	62,1	24,1	10,3	-	-	-	-	34,5

Tabela 8. Prawdopodobieństwo (%) wystąpienia rocznej sumy opadów atmosferycznych w latach 1951-1990 (Łeba, Warszawa, Zamość)

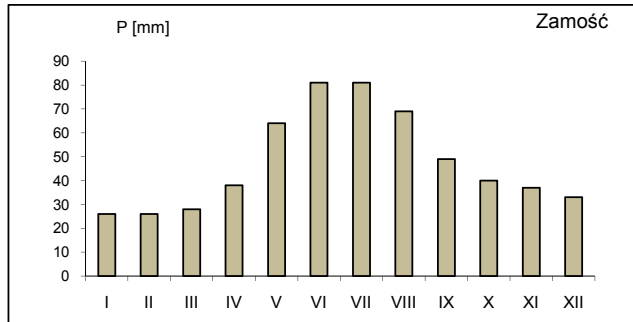
Łeba			Warszawa			Zamość		
Przedziały	L. lat	Prawd. %	Przedziały	L. lat	Prawd. %	Przedziały	L. lat	Prawd. %
401-450	5	12,5	301-350	2	5	251-300	1	2,5
451-500	0	-	351-400	2	5	301-350	0	-
501-550	2	5	401-450	8	20	351-400	0	-
551-600	6	15	451-500	11	27,5	401-450	2	5
601-650	6	15	501-550	6	15	451-500	8	20
651-700	4	10	551-600	5	12,5	501-550	7	17,5
701-750	6	15	601-650	3	7,5	551-600	9	22,5
751-800	6	15	651-700	2	5	601-650	4	10
801-850	4	10	701-750	0	-	651-700	2	5
851-900	0	-	751-800	1	2,5	701-750	5	12,5
901-950	0	-				751-800	1	2,5
951-1000	1	2,5						



Rysunek 1. Przebieg roczny sum opadów atmosferycznych w Łebie w okresie 1951-1990



Rysunek 2. Przebieg roczny sum opadów atmosferycznych w Warszawie w okresie 1951-1990



Rysunek 3. Przebieg roczny sum opadów atmosferycznych w Zamościu w okresie 1951-1990

5.5. Stan aerosanitarny miast Polski

5.5.1. Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)

Autor: Żaneta WICHER vel WICHROWSKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Pośród trzech rozpatrywanych miast największe zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem siarki występuje w Krakowie, a najmniejsze w Gorzowie Wielkopolskim (tab. 1-14, rys. 1-4). Średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w Krakowie jest 4,5 razy większe od średniego rocznego stężenia SO_2 w Gorzowie w 1993 roku. W następnych latach ta różnica się zwiększa, a w 1997 roku średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w Krakowie jest 13,9 razy większe niż w Gorzowie. Średnie roczne stężenia SO_2 w Krakowie i Warszawie mają bardziej zbliżone wartości. Największa różnica wystąpiła w 1995 roku, średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w Krakowie było wtedy 1,8 razy większe niż w Warszawie.

We wszystkich trzech miastach w pięcioleciu 1993-1997 występuje tendencja malejąca średnich stężeń dwutlenku siarki. Stężenie tego zanieczyszczenia w powietrzu najbardziej maleje w Krakowie – $9,32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok, w Gorzowie Wielkopolskim – $3,25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok, a w Warszawie jedynie $0,70 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok.

Średnie stężenia dwutlenku siarki w powietrzu charakteryzują się dużą zmiennością sezonową. W półroczu chłodnym są one 2-3 razy większe niż w półroczu ciepłym. Mniejsze zróżnicowanie średnich stężeń SO_2 między półroczami występuje w Gorzowie Wielkopolskim. We wszystkich trzech miastach porą roku o najmniejszym średnim stężeniu dwutlenku siarki w powietrzu jest lato, natomiast zimą średnie stężenie tego gazu jest największe. Średnie stężenie zimowe jest 5,2 razy większe od letniego w Krakowie, 4,4 razy w Warszawie i 2,6 razy większe w Gorzowie. Średnie stężenia dwutlenku siarki wiosną i jesienią mają zbliżone wartości, i są niemal dwukrotnie mniejsze od średnich stężeń zimowych.

Porównując stężenia dwutlenku azotu w Gorzowie Wielkopolskim, Warszawie i Krakowie, można stwierdzić, że najmniejsze zanieczyszczenie powietrza tym gazem występuje w Gorzowie Wielkopolskim (średnie pięcioletnie stężenie NO_2 wynosi $15,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Warszawa i Kraków mniej różnią się pod tym względem, jednak w Warszawie średnie pięcioletnie stężenie NO_2 ($37,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) jest większe niż w Krakowie ($32,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

W pięcioleciu 1993-1997 w Warszawie i Krakowie średnie stężenia dwutlenku azotu wykazują tendencję rosnącą. W Warszawie wzrost stężenia NO_2 w powietrzu wynosi $0,98 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok, i jest większy niż w Krakowie – $0,11 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok. W Gorzowie Wielkopolskim w badanym okresie stężenie dwutlenku azotu wykazuje tendencję malejącą. Spadek stężenia tego gazu wynosi $2,23 \mu\text{g}/\text{m}^3$ na rok.

We wszystkich trzech miastach średnie stężenie dwutlenku azotu w półroczu chłodnym jest większe niż w ciepłym o $6,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Gorzowie Wielkopolskim, $2,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Warszawie i o $12,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie. Najmniejsze średnie stężenie tego gazu we wszystkich trzech miastach obserwuje się latem, a największe zimą w Gorzowie i Krakowie, oraz jesienią w Warszawie.

W Gorzowie Wielkopolskim i w Warszawie średnie roczne stężenia dwutlenku azotu są większe niż średnie roczne stężenia dwutlenku siarki, w Krakowie stan taki występuje tylko w latach 1996-1997.

Średnie stężenia dwutlenku azotu charakteryzuje mniejsze zróżnicowanie w ciągu roku, niż w przypadku średnich stężeń dwutlenku siarki. Jest to prawdopodobnie spowodowane tym, że źródłem około 40% emisji dwutlenku azotu jest ruch samochodowy, który jest mało zmienny w ciągu roku. Emisja dwutlenku siarki natomiast jest największa w chłodnej porze roku, co związane jest z ogrzewaniem mieszkań (energetyka zawodowa i przemysłowa odpowiedzialna jest za około 70% emisji tego gazu).

W Gorzowie Wielkopolskim największe średnie stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w pięcioleciu 1993-1997 przypada na wiatry ze wschodu, w poszczególnych sezonach także na wiatry z północnego zachodu i południa. Stężenia minimalne przypadają na wiatry z północy (występujące z częstością ok. 1%). Nie są dostrzegalne powiązania stężeń SO_2 z dużymi emitorami. Maksymalne średnie stężenia dwutlenku azotu występują przy wiatrach z południowego zachodu, zachodu, oraz wschodu i północnego wschodu (zimą i w półroczu chłodnym). Wiatr napływający z zachodu i południowego zachodu przenosi zanieczyszczenia powietrza z miasta. Minimalne średnie stężenia dwutlenku azotu występują na ogół przy wiatrach z północnego wschodu i północy, czyli spoza miasta. Wyjątkiem jest jesień, kiedy najmniejsze średnie stężenie NO_2 przypada na wiatry zachodnie, napływające z miasta.

W latach 1993-1997 w Warszawie największe średnie stężenia dwutlenku siarki przypadają na wiatry z zachodu. Podobnie jest zimą i w półroczu chłodnym. Może to wynikać z wpływu zlokalizowanych w tej części miasta zakładów Ursus, elektrociepłowni Wola i Zakładów Mechanicznych Wola. Wiosną, latem i jesienią maksymalne średnie stężenia dwutlenku siarki są uwarunkowane wiatrami z sektora południowego (wpływ elektrociepłowni Siewerki). Minimalne średnie stężenia tego gazu przypadają na ogół na wiatry z sektora północnego, z wyjątkiem wiosny i zimy kiedy najmniejsze średnie stężenia przypadają na wiatry z południowego wschodu i południowego zachodu. Może to wynikać, z wpływu doliny Wisły, którą napływa mniej zanieczyszczone powietrze z północy i południowego wschodu, oraz obecności dużych kompleksów leśnych. Na południowym zachodzie znajdują się lotnisko Okęcie i ogródki działkowe, co może sprzyjać mniejszemu zanieczyszczeniu powietrza. Maksymalne średnie stężenia dwutlenku azotu w badanych latach w Warszawie występują przy wiatrach z sektora południowego, zimą – przy wiatrach północnych. W tych częściach miasta znajdują się dzielnice o dużym natężeniu ruchu samochodowego. Najmniejsze średnie stężenia dwutlenku azotu przypadają z reguły na wiatry północno-zachodnie i północno-wschodnie (wiatry NE mają małą częstość występowania).

W Krakowie największe średnie stężenia dwutlenku siarki występują w badanym pięcioleciu przy wiatrach z północnego wschodu i północy, jedynie latem przy wietrze zachodnim i zimą północno-zachodnim. Duże średnie stężenia dwutlenku siarki przy wiatrach z zachodu i północnego zachodu mogą być związane z lokalizacją dużych emitorów w Trzebini-Sierszy i GOP. Jednak przy wiatrach z północnego zachodu i zachodu najczęściej występują najmniejsze stężenia SO_2 . Tylko jesienią najmniejsze średnie stężenie tego gazu przypada na wiatry południowo-wschodnie. Może to wynikać z bardzo

małej częstości tych kierunków wiatru. Największym średnim stężeniem dwutlenku azotu w Krakowie cechują się wiatry z północy, północnego wschodu, także wiatry południowo-wschodnie (wiosną), południowo-zachodnie (jesienią) i południowe (w półroczu chłodnym). Wiatry te mogą przenosić zanieczyszczenia z nad miasta. Minimalne średnie stężenia dwutlenku azotu we wszystkich rozpatrywanych przedziałach czasu występują przy wiatrach z północnego zachodu i zachodu, czyli z nad Lasu Wolskiego, i obszaru o mniej rozbudowanej sieci ulic. W przypadku Krakowa stacja meteorologiczna określająca kierunki wiatru znajduje się na terenie lotniska, a stężenia zanieczyszczeń mierzono w centrum miasta. Ze względu na zmiany kierunków wiatru wywoływane przez zabudowę miejską przestrzenne rozkłady stężeń zanieczyszczeń powietrza względem kierunków wiatru mogą być zniekształcone.

Korelacja pięcioletnich dobowych stężeń dwutlenku siarki i prędkości wiatru w Gorzowie Wielkopolskim w latach 1993-1997 jest dodatnia. Ze wzrostem prędkości wiatru wzrasta stężenie dwutlenku siarki w powietrzu. Podobnie jest latem i w półroczu ciepłym, które cechują się większą zależnością niż w całym pięcioleciu (wartości współczynników korelacji są większe w tych sezonach). Może to wynikać z położenia stacji pomiarowej stężeń zanieczyszczeń powietrza poza miastem. Wiatr o większej prędkości może wywoływać napływ zanieczyszczeń z obszaru miasta. W Warszawie i Krakowie we wszystkich rozpatrywanych przedziałach czasu wzrost prędkości wiatru powoduje zmniejszenie stężenia dwutlenku siarki w powietrzu. Z wyjątkiem lata i półroczu ciepłego współczynniki korelacji stężeń SO_2 i prędkości wiatru w Krakowie mają większe wartości bezwzględne, co świadczy o większej sile tego związku. W Warszawie i Krakowie współczynniki korelacji mają większe wartości bezwzględne w półroczu chłodnym niż ciepłym

Korelacja stężenia dwutlenku azotu i prędkości wiatru w Gorzowie Wielkopolskim w pięcioleciu 1993-1997 jest ujemna, czyli wzrost prędkości wiatru zmniejsza stężenie NO_2 w powietrzu. Jednak wiosną i latem obserwuje się przeciwną zależność – większą latem niż wiosną. W Warszawie i Krakowie wzrost prędkości wiatru we wszystkich przypadkach powoduje zmniejszenie stężenia dwutlenku azotu w powietrzu. We wszystkich przedziałach czasu współczynniki korelacji NO_2 i prędkości wiatru w Krakowie mają większe wartości bezwzględne niż w Warszawie. Zarówno w Gorzowie jak też w Warszawie i Krakowie współczynniki korelacji w półroczu chłodnym mają większe wartości bezwzględne od współczynników w półroczu ciepłym. Ponadto, współczynniki korelacji w Warszawie i Krakowie mają większe wartości bezwzględne w przypadku zależności stężeń NO_2 od prędkości wiatru niż stężeń SO_2 , w Gorzowie jest przeciwnie.

Korelacja pięcioletnich dobowych stężeń dwutlenku siarki i wilgotności względnej powietrza w latach 1993-1997 we wszystkich trzech miastach jest dodatnia. Wzrostowi wilgotności względnej powietrza odpowiada wzrost stężenia dwutlenku siarki. W poszczególnych porach roku zależności stężeń SO_2 od wilgotności względnej są odmienne. Z wyjątkiem jesieni w Warszawie i Krakowie zawsze występują podobne korelacje. We wszystkich trzech miastach wzrost wilgotności względnej powoduje zmniejszenie stężenia dwutlenku siarki w powietrzu latem i w półroczu ciepłym.

Korelacja pięcioletnich stężeń dwutlenku azotu i wilgotności względnej w latach 1993-1997 jest dodatnia w Gorzowie Wielkopolskim i Krakowie a ujemna w Warszawie.

We wszystkich trzech miastach zimą i w półroczu chłodnym wzrostowi wilgotności względnej powietrza odpowiada wzrost stężenia dwutlenku azotu w powietrzu, natomiast w półroczu ciepłym – spadek stężenia NO₂.

Wpływ opadów atmosferycznych na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu jest taki sam we wszystkich trzech miastach i we wszystkich rozpatrywanych przedziałach czasu. Wzrost sumy opadów powoduje zmniejszenie stężenia SO₂ w powietrzu. Związki korelacyjne są najsilniejsze w Krakowie a najsłabsze w Gorzowie Wielkopolskim. Zależność stężeń SO₂ od opadów atmosferycznych jest większa w półroczu chłodnym niż w ciepłym.

Korelacja stężenia dwutlenku azotu w powietrzu i sumy opadów atmosferycznych jest również ujemna, w Warszawie i Krakowie we wszystkich rozpatrywanych przedziałach czasu (w Gorzowie z wyjątkiem zimy i półroczu chłodnego). Na ogół wzrost sumy opadów atmosferycznych powoduje mniejsze stężenia dwutlenku azotu w powietrzu. Współczynniki korelacji stężeń NO₂ i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie w półroczu chłodnym mają większe wartości bezwzględne niż w półroczu ciepłym.

Łączny wpływ prędkości wiatru (v), wilgotności względnej powietrza (f) i opadów atmosferycznych (P) przedstawiają równania hiperpłaszczyzn regresji:

Miasto	Równanie	R ²
Gorzów Wielkopolski	$SO_2 = -0,03439v + 0,146792f + 3,358859P - 13,4993$	0,170
Warszawa	$SO_2 = -0,28126v + 1,451584f + 5,97766P - 89,1593$	0,512
Kraków	$SO_2 = -0,32856v + 1,899944f + 5,066625P - 101,91$	0,434
Gorzów Wielkopolski	$NO_2 = -0,01424v + 0,288408f + 1,196398P - 10,5882$	0,169
Warszawa	$NO_2 = -0,00089v + 0,213691f - 1,98327P + 24,54555$	0,088
Kraków	$NO_2 = -0,08103v + 0,575884f + 1,276421P - 9,07899$	0,235

Na ogół współczynniki regresji wielokrotnej stężeń SO₂ i NO₂ względem prędkości wiatru są ujemne a względem wilgotności względnej powietrza i opadów atmosferycznych – dodatnie.

Równania hiperpłaszczyzn regresji wyjaśniają 17% wariacji stężeń dwutlenku siarki w Gorzowie Wielkopolskim, 51% – w Warszawie i 43% – w Krakowie, oraz 16,9% wariacji stężeń dwutlenku azotu w Gorzowie Wielkopolskim, 8,8% – w Warszawie i 23,5% – w Krakowie.

Tabela 1. Średnie roczne stężenia dwutlenku siarki w latach 1993-1997 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

rok	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
1993	17,4	30,5	55,1
1994	6,8	28,3	30,6
1995	4,4	27,4	42,8
1996	5,2	27,7	34,9
1997	2,3	29,9	32,0

Tabela 2. Średnie stężenie dwutlenku siarki w wyodrębnionych przedziałach czasu pięciolecia 1993-1997 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

1993-1997	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
wiosna	8,2	23,7	40,1
lato	4,2	11,4	15,6
jesień	5,3	27,0	41,2
zima	11,2	50,3	80,3
półrocze chłodne	9,6	42,7	66,1
półrocze ciepłe	4,8	13,7	20,6

Tabela 3. Średnie roczne stężenia dwutlenku azotu w latach 1993-1997 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

rok	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
1993	17,8	35,9*	22,5
1994	21,9	38,2	25,4
1995	15,7	34,7	42,6
1996	11,0	35,7*	36,8
1997	10,9	41,5*	33,5

* duże braki w danych pomiarowych (pół roku, lub więcej)

Tabela 4. Średnie stężenie dwutlenku azotu w wyodrębnionych przedziałach czasu pięciolecia 1993-1997 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

1993-1997	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
wiosna	13,0	37,9	39,0
lato	12,5	4,5	28,0
jesień	18,0	39,3	33,8
zima	18,6	36,5	46,3
półrocze chłodne	18,5	38,2	42,8
półrocze ciepłe	12,5	36,2	30,4

Tabela 5. Średnie stężenia dwutlenku siarki w Warszawie w latach 1993-1997 w poszczególnych przedziałach prędkości wiatru ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

prędkość wiatru	pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
0-0,1	36,7	34,3	18,1	29,9	65,1	49,6	20,1
0,2-2,0	30,6	36,6	11,8	30,9	57,6	48,1	14,5
2,1-5,0	27,2	21,7	10,8	24,4	46,2	39,5	12,9
5,1-10,0	24,5	19,4	5,0	12,5	43,5	33,9	8,9

Tabela 6. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku siarki w Warszawie i prędkością wiatru w latach 1993-1997

pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
-0,10172	-0,15404	-0,26596	-0,19000	-0,24799	-0,20614	-0,16218

Tabela 7. Średnie stężenia dwutlenku siarki w Krakowie w latach 1993-1997 w poszczególnych przedziałach prędkości wiatru ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

prędkość wiatru	pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
0-0,1	68,4	35,9	19,4	75,8	108,7	89,1	24,6
0,2-2,0	48,1	46,1	16,3	42,8	103,4	81,5	21,5
2,1-5,0	36,6	37,2	14,7	32,6	71,2	57,8	19,7
5,1-10,0	35,9	35,6	11,5	26,4	47,3	42,7	17,8
>10	21,5*	21,5	brak pomiaru	brak pomiaru	brak pomiaru	brak pomiaru	21,5*

* dwa pomiary

Tabela 8. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku siarki w Krakowie i prędkością wiatru w latach 1993-1997

pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
-0,17760	-0,15921	-0,15333	-0,33878	-0,43667	-0,36035	-0,08737

Tabela 9. Średnie stężenia dwutlenku azotu w Warszawie w latach 1993-1997 w poszczególnych przedziałach prędkości wiatru ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

prędkość wiatru	pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
0-0,1	46,5	46,0	45,9	50,2	42,3	47,3	45,6
0,2-2,0	40,0	43,9	36,2	42,5	38,8	41,6	38,7
2,1-5,0	35,0	35,6	31,2	36,6	35,0	35,8	34,0
5,1-10,0	25,0	21,0	23,0*	29,5	35,0*	29,4	19,8

* jeden lub dwa pomiary

Tabela 10. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku azotu w Warszawie i prędkością wiatru w latach 1993-1997

pięćlecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
-0,31962	-0,42025	-0,37803	-0,33260	-0,23638	-0,33455	-0,31799

Tabela 11. Średnie stężenia dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1993-1997 w poszczególnych przedziałach prędkości wiatru ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

prędkość wiatru	pięciolecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
0-0,1	52,9	47,5	42,4	55,1	57,9	58,8	40,4
0,2-2,0	40,2	45,4	31,0	34,6	55,6	48,9	33,6
2,1-5,0	33,0	36,6	24,3	28,6	42,9	39,2	27,2
5,1-10,0	28,9	39,6	18,4	26,0	32,6	31,0	23,5
>10	19,5*	19,5*	brak pomiaru	brak pomiaru	brak pomiaru	brak pomiaru	19,5*

* dwa pomiary

Tabela 12. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku azotu w Krakowie i prędkością wiatru w latach 1993-1997

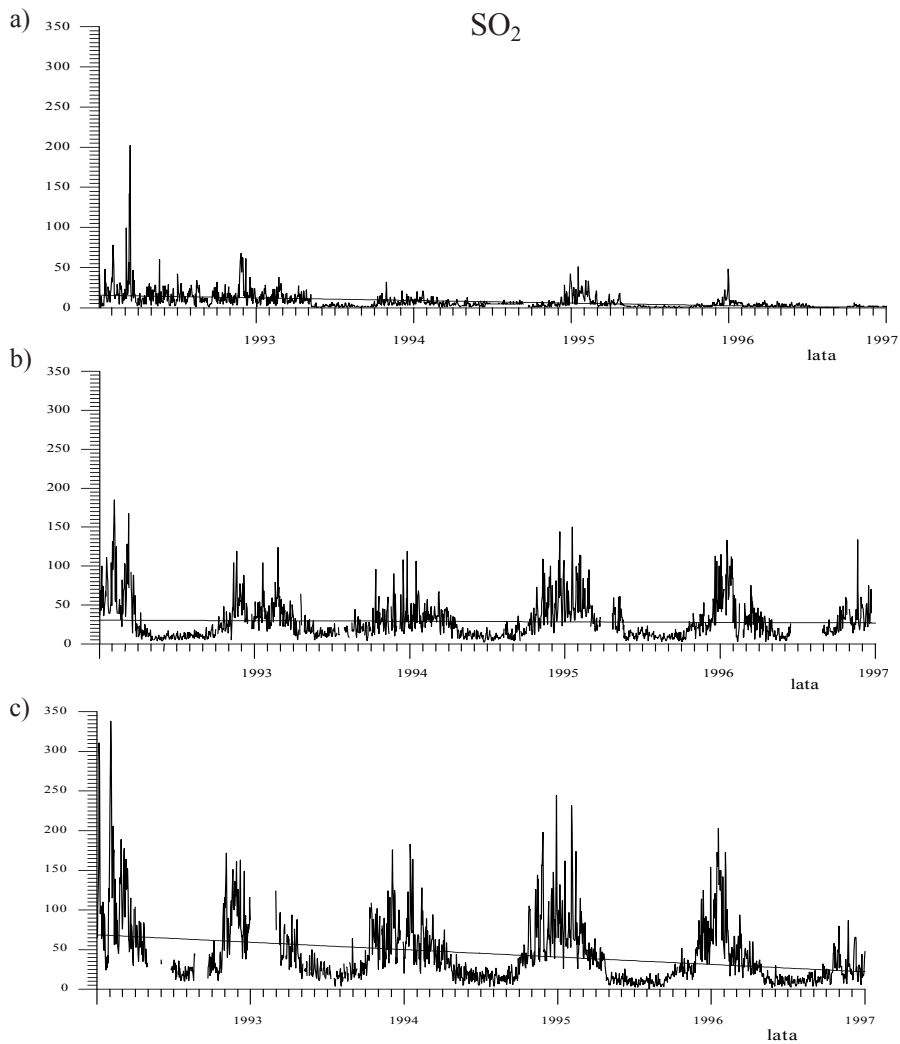
pięciolecie	wiosna	lato	jesień	zima	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
-0,33319	-0,44844	-0,49822	-0,38698	-0,50157	-0,42713	-0,36552

Tabela 13. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku siarki i dobowymi sumami opadów w latach 1993-1997

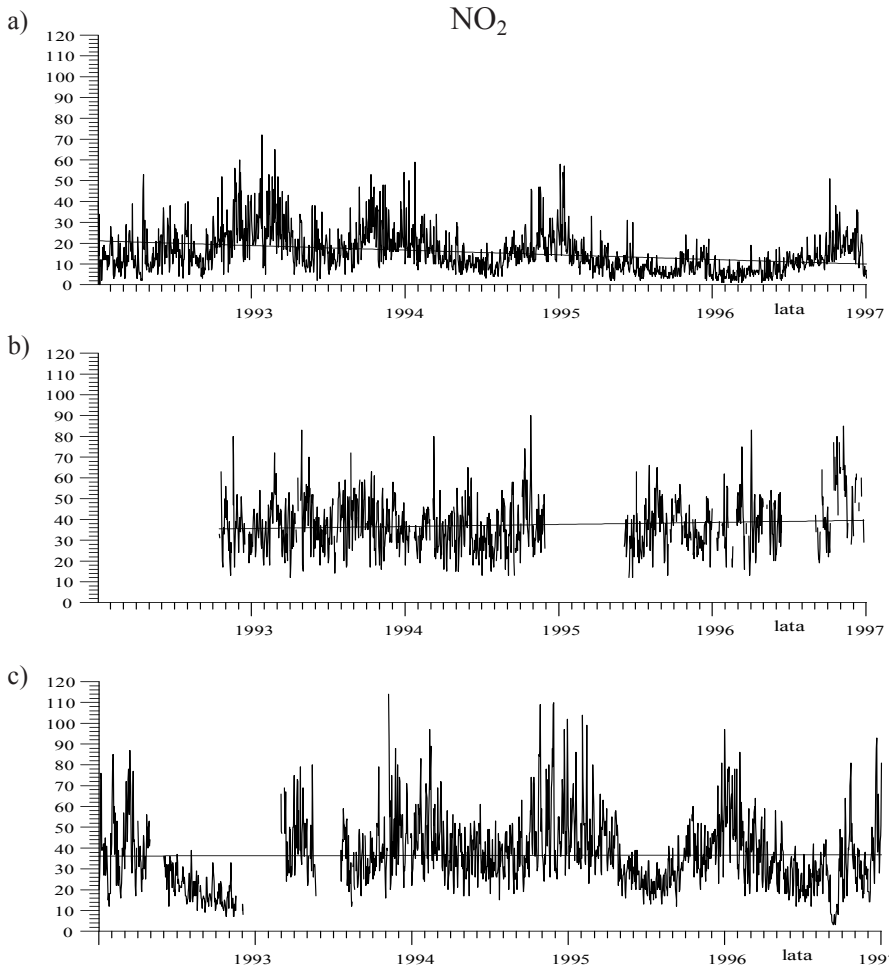
	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
pięciolecie	-0,06771	-0,13297	-0,19149
wiosna	-0,06647	-0,08766	-0,17942
lato	-0,03918	-0,08635	-0,23001
jesień	-0,05097	-0,19621	-0,19210
zima	-0,10097	-0,11089	-0,21217
półrocze chłodne	-0,06900	-0,12976	-0,20450
półrocze ciepłe	-0,05718	-0,10410	-0,18057

Tabela 14. Współczynniki korelacji między średnimi dobowymi stężeniami dwutlenku azotu i dobowymi sumami opadów w latach 1993-1997

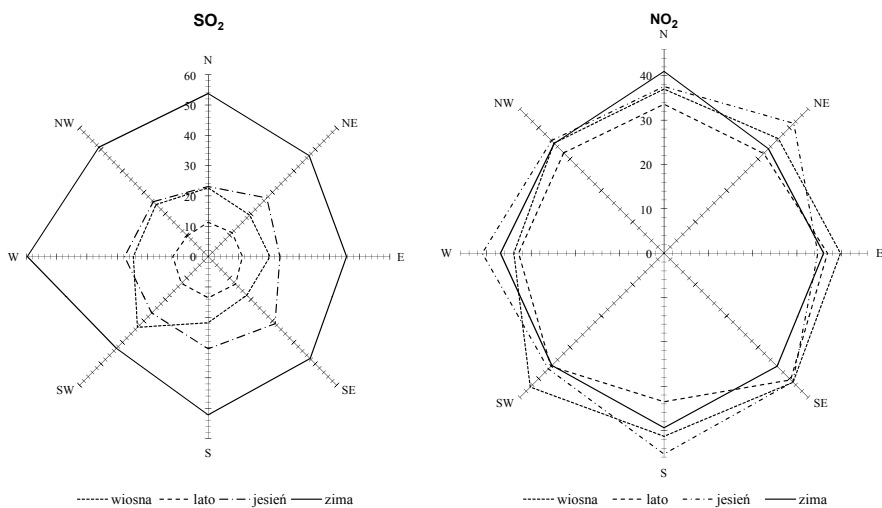
	Gorzów Wielkopolski	Warszawa	Kraków
pięciolecie	-0,04364	-0,10087	-0,14487
wiosna	-0,05926	-0,06030	-0,16477
lato	-0,00815	-0,01121	-0,07827
jesień	-0,04394	-0,19289	-0,08414
zima	+0,00322	-0,05858	-0,19075
półrocze chłodne	+0,01491	-0,14445	-0,17944
półrocze ciepłe	-0,04008	-0,07136	-0,07832



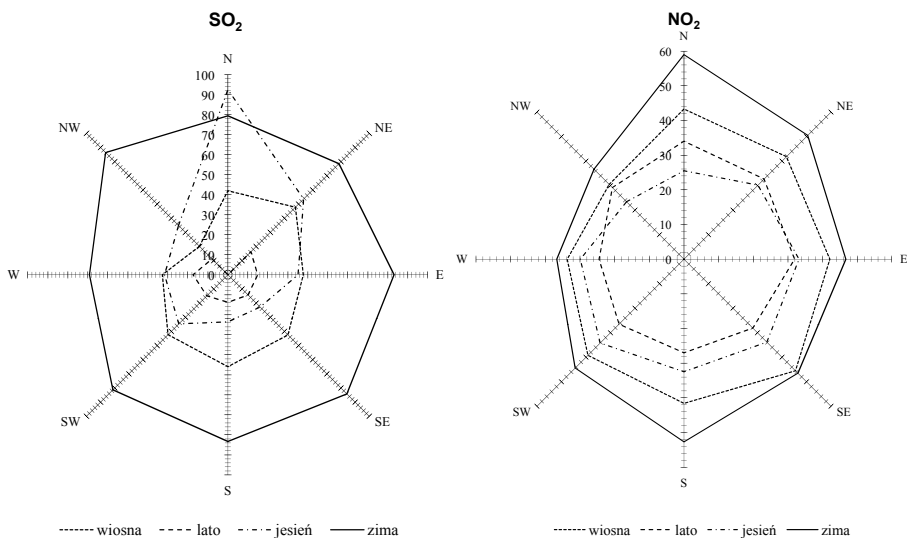
Rysunek 1. Zmiany czasowe stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w latach 1993-1997: a) w Gorzowie Wielkopolskim, b) Warszawie, c) w Krakowie



Rysunek 2. Zmiany czasowe stężenia dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w latach 1993-1997: a) w Gorzowie Wielkopolskim, b) w Warszawie, c) w Krakowie



Rysunek 3. Średnie stężenia ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Warszawie w latach 1993-1997 w zależności od kierunku wiatru



Rysunek 4. Średnie stężenia ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1993-1997 w zależności od kierunku wiatru

5.5.2. Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy

Autor: A g a t a K I E L M E R

Opiekun naukowy: B o ż e n a K I C I Ń S K A

Celem pracy jest określenie wpływu kierunku i prędkości wiatru, wilgotności względnej powietrza i opadów atmosferycznych w latach 1993-1997 na zmianę stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie i Warszawie. Dane o stężeniu dwutlenku siarki i dwutlenku azotu pochodzą ze stacji Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Krakowie (Rynek Główny) oraz ze stacji Instytutu Ochrony Środowiska w Warszawie (ul. Krucza). Dane meteorologiczne pochodzą ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (w Krakowie) i ze stacji śródmiejskiej Zakładu Klimatologii Warszawa- Uniwersytet. Wyniki badań zestawiono w tabelach 1-15 i na wykresach rys. 1-6.

Stężenie siarki w latach 1993-1997 było większe w Krakowie niż w Warszawie. Średnie stężenie SO_2 w całym pięcioleciu w Krakowie wyniosło $43,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a w Warszawie $28,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W obu miastach porą roku o najmniejszym stężeniu SO_2 było lato, a porą roku o największym stężeniu SO_2 była zima. Najmniejsze różnice w średnim stężeniu SO_2 między Krakowem a Warszawą były latem, a największe zimą. Stężenie SO_2 charakteryzowało się podobną, dużą zmiennością roczną i niewielką zmiennością tygodniową. Średnie stężenie dwutlenku azotu w latach 1993-1997 w Krakowie ($36,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i w Warszawie ($37,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) było zbliżone. Porą roku o najmniejszym stężeniu NO_2 w obu miastach było lato, porą roku o największym stężeniu NO_2 w Krakowie była zima, a w Warszawie jesień. Stężenie NO_2 charakteryzowało się niewielką zmiennością roczną, natomiast dużą zmiennością tygodniową. Stężenie SO_2 w Krakowie i w Warszawie w latach 1993-1997 charakteryzowało się niewielką tendencją malejącą. Stężenie NO_2 w badanym pięcioleciu w Krakowie nie wykazywało żadnej tendencji, w Warszawie wykazywało niewielką tendencję rosnącą. Mimo oddalenia miast od siebie i różnego stężenia zanieczyszczeń zauważono korelację między stężeniami SO_2 i NO_2 w miastach i między miastami.

Wpływ warunków meteorologicznych (poza kierunkiem wiatru) na stężenie zanieczyszczeń był również podobny. Nie udało się wykazać, że rozkłady zanieczyszczeń mają rozkład normalny. Analiza logarytmów naturalnych stężeń zanieczyszczeń też nie dała dobrych wyników. W przypadku SO_2 w Krakowie jedynie jesienią, w Warszawie wiosną, latem i jesienią logarytm stężenia ma rozkład normalny. W przypadku NO_2 w Krakowie wiosną i latem, w Warszawie zimą i latem logarytm stężenia ma rozkład normalny. Analiza w poszczególnych porach roku okazała się właściwa. Wykazano, że w poszczególnych porach roku wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń jest różny. Wpływ kierunku wiatru na stężenie SO_2 i NO_2 określono przez liczbę dni ze stężeniem do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ – w przypadku SO_2 i do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ – w przypadku NO_2 . Największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie występuje przy wietrze północno-zachodnim, z wyjątkiem jesieni kiedy największy udział występuje przy wietrze południowo-wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy wietrze północnym, północno-wschodnim i wschodnim. W Krakowie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, występuje przy wietrze

północno-wschodnim i wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. Największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie był przy wietrze północno-wschodnim i zachodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. W Krakowie i w Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 powyżej $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przeważnie przy wietrze południowo-wschodnim, południowym i południowo-zachodnim. Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu określają współczynniki determinacji (R^2). Na stężenie SO_2 w Krakowie i w Warszawie w całym pięcioleciu największy wpływ ma wilgotność względna, w Krakowie również duży wpływ ma opad atmosferyczny. Zimą największy wpływ ma prędkość wiatru, latem wilgotność względna. Wiosną w Krakowie największy wpływ ma opad atmosferyczny, w Warszawie największy wpływ ma prędkość wiatru, natomiast opad atmosferyczny nie wpływa istotnie. Jesienią w Krakowie największy wpływ ma prędkość wiatru oraz opad atmosferyczny, przede wszystkim to czy opad wystąpił, w Warszawie największy wpływ ma opad atmosferyczny.

Na stężenie NO_2 w Krakowie i w Warszawie największy wpływ ma prędkość wiatru. Wilgotność względna wpływa latem. W Krakowie latem i jesienią wielkość opadu nie ma wpływu, jedynie to czy opad wystąpił. W Warszawie zimą i latem opad atmosferyczny nie wpływa istotnie, wiosną i jesienią wpływ ma to czy opad wystąpił. Dobre wyniki uzyskano w modelach liniowych. Zaletami modelu liniowego jest szybkość otrzymywania wyników oraz równanie liniowe regresji, dzięki któremu można wnioskować o wpływie poszczególnych zmiennych meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń.

Tabela 1. Równania prostych regresji i współczynniki determinacji R^2 (%) stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu względem czasu w Krakowie i w Warszawie w latach 1993-1997

Miasto	$y=At+B$	R^2
Kraków	$\text{SO}_2 = -0,0255t + 68,654$	10,74
	$\text{NO}_2 = 0,0003t + 36,181$	0
Warszawa	$\text{SO}_2 = -0,0019t + 30,369$	0,17
	$\text{NO}_2 = 0,0027t + 34,626$	0,95

Tabela 2. Stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru (m/s) w latach 1993-1997 w Krakowie i Warszawie

Kraków	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Średnia	68,4	48,1	38,6	35,9
Odchylenie standardowe	49,8	48,1	31,4	22,6
Warszawa	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Średnia	36,7	30,6	27,2	24,5
Odchylenie standardowe	27,1	26,0	22,7	20,4

Tabela 3. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru (m/s) w poszczególnych porach roku w latach 1993-1997

Kraków	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
zima	108,7	103,4	71,2	47,3
wiosna	35,9	46,1	37,1	35,6
lato	19,4	16,3	14,7	11,8
jesień	75,8	42,7	32,6	26,4
Warszawa	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
zima	65,1	57,6	46,2	43,5
wiosna	34,3	26,6	21,7	19,4
lato	18,1	11,8	10,8	5,0
jesień	29,9	30,9	24,4	12,5

Tabela 4. Równania prostych regresji stężeń dwutlenku siarki względem prędkości wiatru (v) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

Kraków	$y = Av + B$	R^2
Zima	$\text{SO}_2 = -10,456v + 111,006$	18,9
Wiosna	$\text{SO}_2 = -2,308v + 46,967$	2,3
Lato	$\text{SO}_2 = -0,937v + 17,641$	2,1
Jesień	$\text{SO}_2 = -6,256v + 55,906$	11,3
Rok	$\text{SO}_2 = -3,830v + 53,711$	3,1
Warszawa	$y = Av + B$	R^2
Zima	$\text{SO}_2 = -5,855v + 64,638$	5,9
Wiosna	$\text{SO}_2 = -2,592v + 29,832$	2,2
Lato	$\text{SO}_2 = -1,470v + 14,508$	6,8
Jesień	$\text{SO}_2 = -3,433v + 34,594$	1,0
Rok	$\text{SO}_2 = -2,238v + 33,816$	1,0

Tabela 5. Stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru (m/s) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

Kraków	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Średnia	52,9	40,2	33,0	28,9
Odchylenie standardowe	23,6	17,1	13,8	11,5
Warszawa	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Średnia	46,5	40,0	35,0	25,0
Odchylenie standardowe	13,6	12,2	11,3	7,4

Tabela 6. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru (m/s) w poszczególnych porach roku w latach 1993-1997

Kraków	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Zima	57,9	55,5	42,9	32,6
Wiosna	47,5	45,4	36,6	29,6
Lato	42,4	31,0	24,3	18,4
Jesień	55,1	34,6	28,6	26,0
Warszawa	0-0,1	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0
Zima	42,3	38,8	35,0	35,0
Wiosna	46,0	43,9	35,6	21,0
Lato	45,9	36,2	31,2	23,0
Jesień	50,2	42,5	36,6	29,5

Tabela 7. Równania prostych regresji stężenia dwutlenku azotu względem prędkości wiatru (v) w Krakowie i Warszawie latach 1993-1997

Kraków	$y = Av + B$	R^2
Zima	$\text{NO}_2 = -4,428v + 59,355$	25,0
Wiosna	$\text{NO}_2 = -3,085v + 48,290$	19,9
Lato	$\text{NO}_2 = -3,455v + 35,670$	24,6
Jesień	$\text{NO}_2 = -3,871v + 42,910$	14,6
Rok	$\text{NO}_2 = -2,997v + 44,311$	11,1
Warszawa	$y = Av + B$	R^2
Zima	$\text{NO}_2 = -2,146v + 41,634$	5,2
Wiosna	$\text{NO}_2 = -4,658v + 49,781$	17,5
Lato	$\text{NO}_2 = -4,087v + 42,479$	14,0
Jesień	$\text{NO}_2 = -3,994v + 48,206$	10,7
Rok	$\text{NO}_2 = -3,469v + 45,097$	10,1

Tabela 8. Równania prostych regresji stężenia dwutlenku siarki względem wilgotności względnej powietrza (f) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

Kraków	$y = Af + B$	R^2
Zima	$SO_2 = 0,034f + 77,425$	0
Wiosna	$SO_2 = 0,175f + 27,051$	0,4
Lato	$SO_2 = -0,308f + 38,483$	11,4
Jesień	$SO_2 = -0,809f - 27,253$	2,9
Rok	$SO_2 = 0,837f - 22,690$	4,4
Warszawa	$y = Af + B$	R^2
Zima	$SO_2 = 0,339f + 21,405$	1,1
Wiosna	$SO_2 = 0,213f + 7,652$	2,1
Lato	$SO_2 = -0,135f + 21,513$	7,2
Jesień	$SO_2 = -0,117f + 37,022$	0,3
Rok	$SO_2 = 0,468f - 8,947$	5,0

Tabela 9. Równania prostych regresji stężenia dwutlenku azotu względem wilgotności względnej powietrza (f) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

Kraków	$y = Af + B$	R^2
Zima	$NO_2 = 0,290f + 21,994$	1,5
Wiosna	$NO_2 = -0,051f + 42,785$	0,2
Lato	$NO_2 = -0,224f + 44,771$	4,8
Jesień	$NO_2 = 0,314f + 7,391$	1,6
Rok	$NO_2 = 0,147f + 24,837$	0,8
Warszawa	$y = Af + B$	R^2
Zima	$NO_2 = 0,039f + 33,137$	0,1
Wiosna	$NO_2 = -0,108f + 45,989$	1,1
Lato	$NO_2 = -0,131f + 44,311$	1,6
Jesień	$NO_2 = -0,004f + 39,616$	0
Rok	$NO_2 = -0,006f + 37,734$	0

Tabela 10. Stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od dobowych sum opadów (mm) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

Kraków	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20,0
Średnia	48,5	48,3	38,2	30,0	17,9	12,3
Odchylenia standardowe	45,5	37,2	30,2	25,2	12,2	10,9
Warszawa	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20,0
Średnia	30,0	30,5	27,1	21,7	14,4	13,1
Odchylenia standardowe	25,7	25,2	19,7	19,1	10,8	8,1

Tabela 11. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Krakowie i Warszawie w poszczególnych porach roku w zależności od dobowych sum opadów (mm) w latach 1993-1997

Kraków	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20,0
Zima	93,3	74,3	63,0	63,4	32,0	
Wiosna	42,0	44,3	40,1	29,7	19,8	20,8
Lato	17,2	15,4	14,1	12,9	12,6	8,5
Jesień	49,6	38,8	30,5	28,2	25,3	9,8
Warszawa	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20,0
Zima	54,0	49,1	42,8	49,4	34,3	
Wiosna	24,5	24,7	23,0	19,0	13,1	20,7
Lato	12,1	9,9	11,2	8,3	9,9	11,1
Jesień	29,6	25,1	25,1	17,8	12,2	11,4

Tabela 12. Równania prostych regresji średniego (w porach roku) stężenia dwutlenku siarki w Krakowie i Warszawie względem sum opadów atmosferycznych (P) w latach 1993-1997

Kraków	$y = AP + B$	R^2
Rok	$\text{SO}_2 = -1,630P + 46,821$	3,7
Zima	$\text{SO}_2 = -5,191P + 85,514$	4,5
Wiosna	$\text{SO}_2 = -1,093P + 42,254$	3,2
Lato	$\text{SO}_2 = -0,305P + 16,429$	5,3
Jesień	$\text{SO}_2 = -1,502P + 43,857$	3,7
Warszawa	$y = AP + B$	R^2
Rok	$\text{SO}_2 = -0,860P + 29,928$	1,8
Zima	$\text{SO}_2 = -1,611P + 51,833$	1,2
Wiosna	$\text{SO}_2 = -0,482P + 22,403$	0,8
Lato	$\text{SO}_2 = -0,106P + 11,623$	0,7
Jesień	$\text{SO}_2 = -0,812P + 28,273$	3,8

Tabela 13. Stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od dobowych sum opadów (mm) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

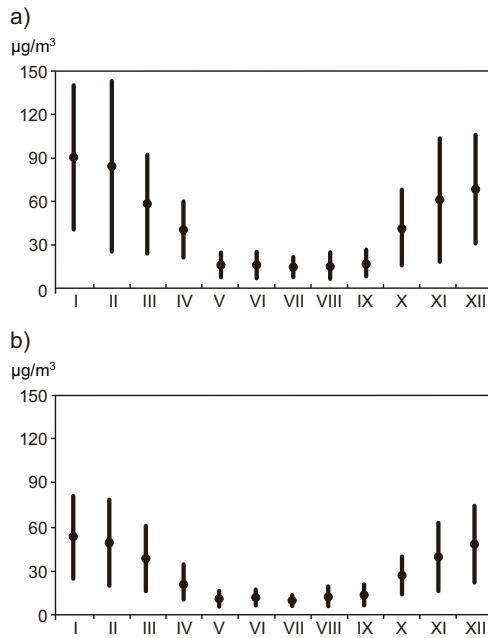
Kraków	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20,0
Średnia	38,9	36,8	33,6	31,7	28,3	27,8
Odchylenie standardowe	17,3	16,7	15,8	11,7	9,1	10,8
Warszawa	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10	10,1-20,0	>20,0
Średnia	39,0	35,5	34,8	35,3	34,9	32,4
Odchylenie standardowe	12,8	11,4	10,4	10,7	12,7	11,8

Tabela 14. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Krakowie i Warszawie w poszczególnych porach roku w zależności od dobowych sum opadów (mm) w latach 1993-1997

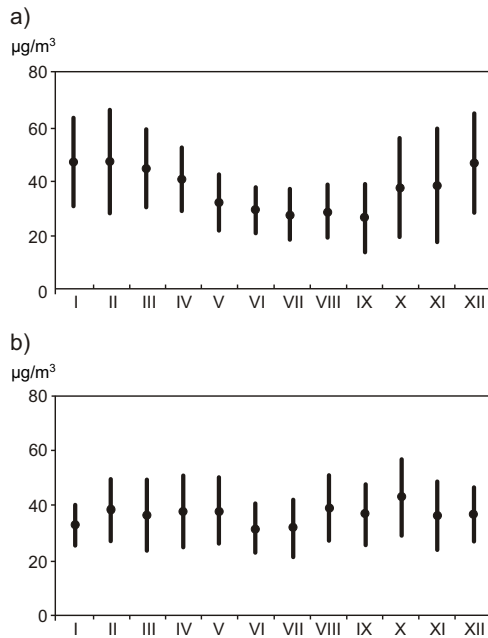
Kraków	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20
Zima	50,4	44,6	40,9	39,5	39,5	
Wiosna	41,2	38,7	38,1	31,6	31,6	31,6
Lato	30,0	25,0	24,9	26,7	26,7	26,9
Jesień	36,4	33,4	29,5	29,5	32,8	24,5
Warszawa	0	0,1-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	>20
Zima	37,0	36,4	35,7	37,0	28,0	
Wiosna	40,4	36,2	34,6	34,8	40,5	34,5
Lato	35,0	33,5	34,0	31,1	37,4	34,5
Jesień	42,3	35,0	34,7	37,7	31,1	29,0

Tabela 15. Równania prostych regresji stężenia dwutlenku azotu względem opadów atmosferycznych (P) w Krakowie i Warszawie w latach 1993-1997

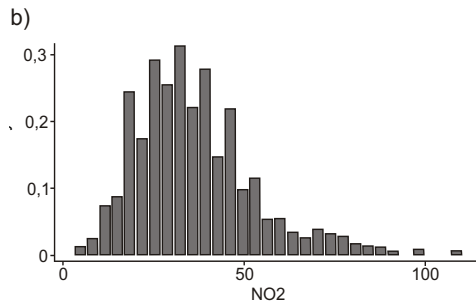
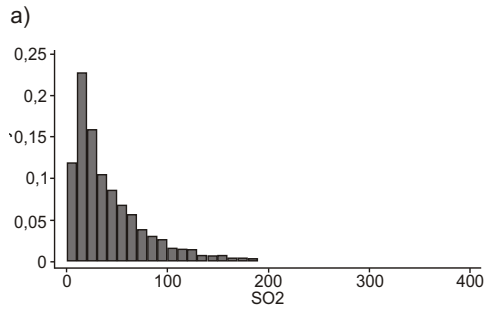
Kraków	$y = AP + B$	R^2
Rok	$\text{NO}_2 = -0,512P + 37,470$	2,1
Zima	$\text{NO}_2 = -1,688P + 48,000$	3,6
Wiosna	$\text{NO}_2 = -0,497P + 39,964$	2,7
Lato	$\text{NO}_2 = -0,117P + 28,365$	0,6
Jesień	$\text{NO}_2 = -0,349P + 34,777$	0,7
Warszawa	$y = AP + B$	R^2
Rok	$\text{NO}_2 = -0,302P + 37,709$	1,0
Zima	$\text{NO}_2 = -0,307P + 36,800$	0,3
Wiosna	$\text{NO}_2 = -0,241P + 38,259$	0,4
Lato	$\text{NO}_2 = -0,028P + 34,575$	0
Jesień	$\text{NO}_2 = -0,513P + 40,195$	3,7



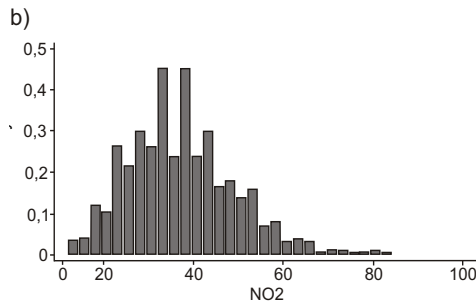
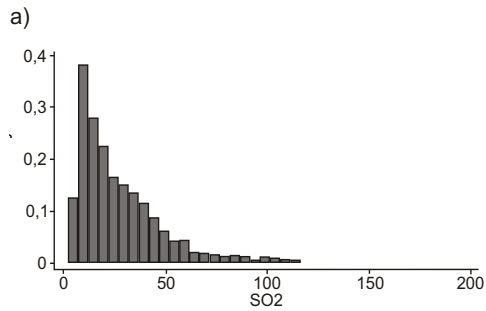
Rysunek 1. Przebieg roczny średniego stężenia i odchylenia standardowego dwutlenku siarki w latach 1993-1997 a) w Krakowie, b) w Warszawie



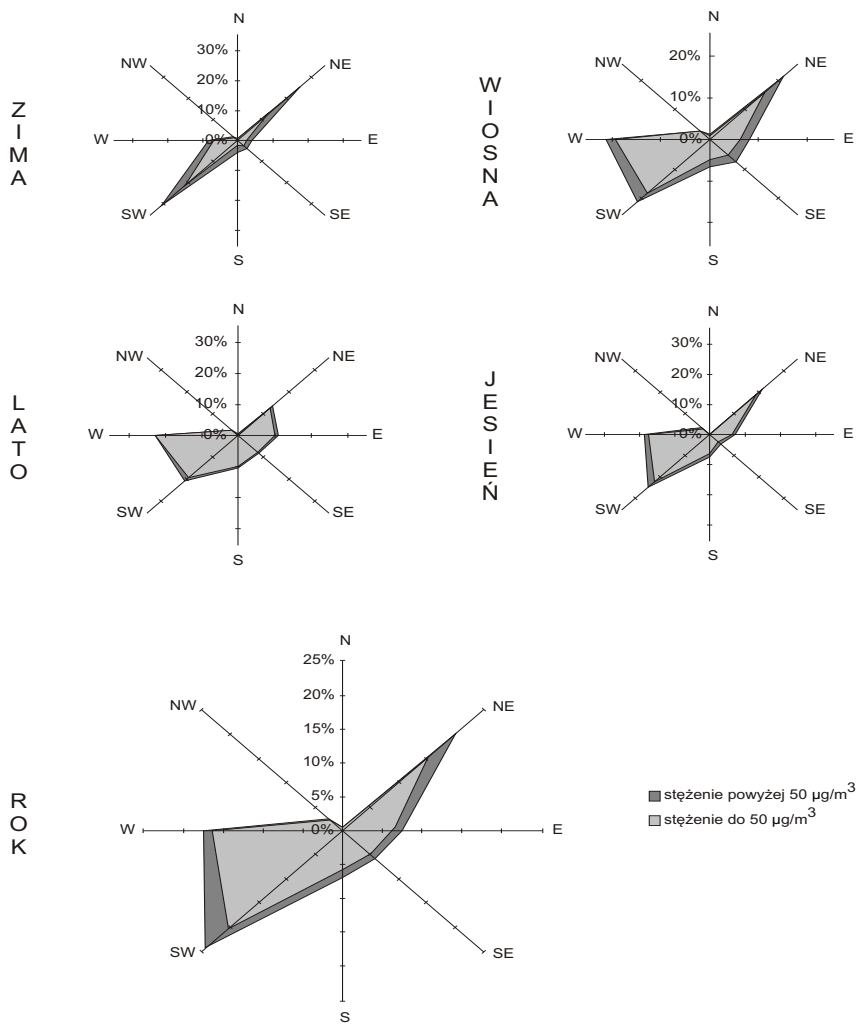
Rysunek 2. Przebieg roczny średniego stężenia i odchylenia standardowego dwutlenku azotu w latach 1993-1997 a) w Krakowie, b) w Warszawie



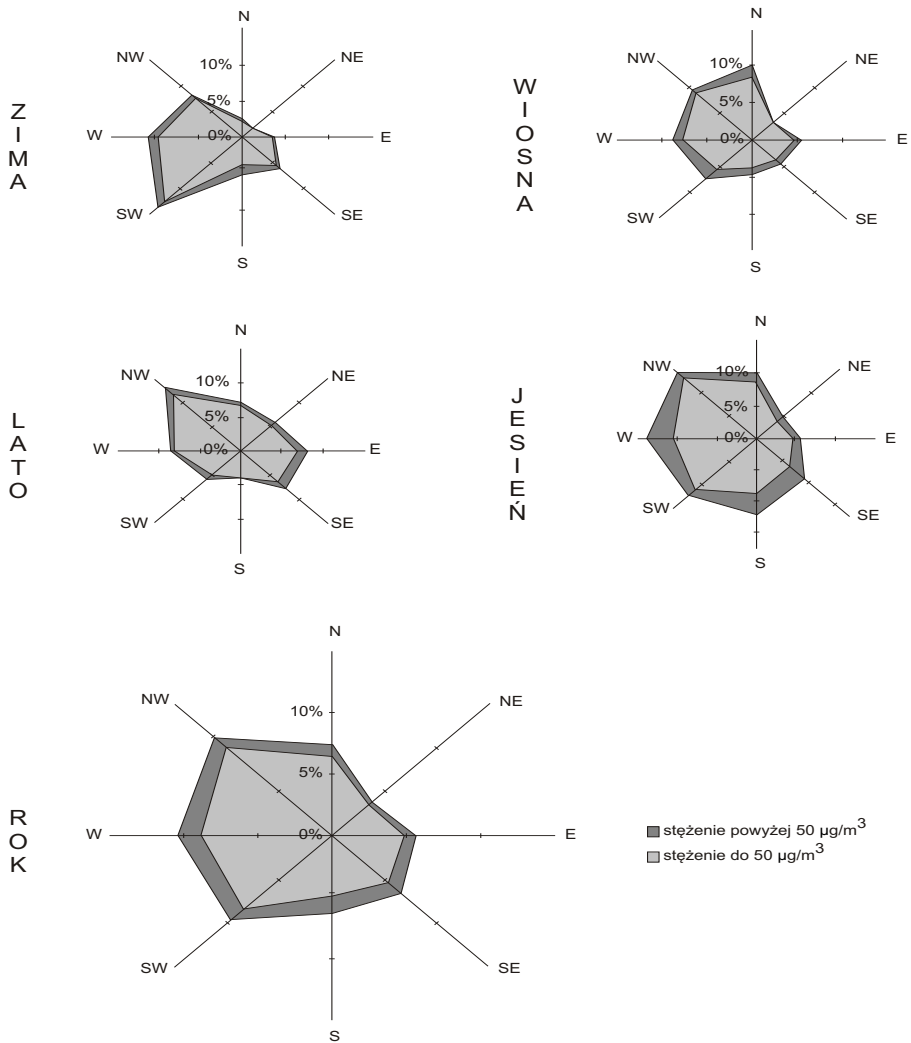
Rysunek 3. Histogramy stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1993-1997



Rysunek 4. Histogramy stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Warszawie w latach 1993-1997



Rysunek 5. Częstość stężenia dwutlenku azotu do 50 µg/m³ i powyżej 50 µg/m³ przy różnych kierunkach wiatru w Krakowie w latach 1993-1997



Rysunek 6. Częstość stężenia dwutlenku azotu do 50 µg/m³ i powyżej 50 µg/m³ przy różnych kierunkach wiatru w Warszawie w latach 1993-1997

5.5.3. Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998

Autor: I z a b e l a G O Ł Ę B C Z Y K
Opiekun naukowy: B o ż e n a K I C I Ń S K A

Celem pracy jest określenie zmian zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w dwóch polskich miastach – Warszawie i Krakowie – w latach 1994-1998. Miasta te ze względu na dużą liczbę mieszkańców i lokalizację wielu zakładów przemysłowych są miejscami zwiększonej koncentracji zanieczyszczeń powietrza, w tym dwutlenku azotu. W pracy zbadano przebieg roczny i tygodniowy oraz zajęto się przypadkami dużych wartości stężenia dwutlenkiem azotu w rozpatrywanych miastach (tab.1-3, rys.1-8).

Tlenki azotu i ich źródła

Azot (nitrogenium) to pierwiastek chemiczny o liczbie atomowej 7 i masie atomowej 14, należący do V grupy układu okresowego – azotowców. Azot jest gazem bezbarwnym i bezwonny, który bardzo słabo rozpuszcza się w wodzie. Pierwiastek ten w temperaturze pokojowej jest mało aktywny chemicznie, w temperaturze podwyższonej reaguje natomiast z tlenem tworząc tlenki.

Podtlenek azotu (N_2O) jest dość trwałym bezbarwnym, który ma działanie oszłamiające i znieczulające. Jego głównym antropogenicznym źródłem jest stosowanie nawozów sztucznych. Co roku kolejne tereny leśne przekształcane są w rolnicze, w związku z czym rośnie zużycie nawozów azotowych i zwiększa się ilość N_2O w powietrzu. Bezbarwny i bezwonny NO oraz brunatny, o ostrym i gryzącym zapachu NO_2 są oznaczane często łącznie jako NO_x – tlenki azotu. Wynika to z łatwości przechodzenia jednego tlenku w drugi. Naturalnym źródłem ich emisji są przemiany biochemiczne. Jednak w miejscu koncentracji dużej liczby ludności i zakładów przemysłowych o wiele bardziej znaczące są źródła antropogeniczne. Tlenki azotu powstają przede wszystkim w procesach spalania paliw kopalnych w wysokiej temperaturze, a więc w elektrociepłowniach, elektrowniach czy silnikach samochodowych. Większość emitowanych tlenków azotu występuje w postaci NO. Im wyższa temperatura, w której zachodzi reakcja, tym większa jest koncentracja NO, jak i szybkość jego powstawania.

Stacjonarne i mobilne źródła emisji tlenków azotu mają duże znaczenie zarówno regionalne, jak i globalne. Badania nad stężeniem NO_x wykazały także zwiększający się udział NO_x ze źródeł mobilnych w porównaniu z emisją ze stałych źródeł, takich jak huty czy elektrownie.

Charakterystyka punktów pomiarowych

W pracy wykorzystano wyniki pomiarów stężenia dwutlenku azotu z pięciu punktów: dwóch zlokalizowanych w Warszawie i trzech w Krakowie. Lokalizacja i otoczenie punktów pomiarowych są następujące:

Przy ul. Kruczej 5/11 w Warszawie – zlokalizowany w centrum miasta w pobliżu dużych arterii komunikacyjnych tj. Al. Jerozolimskich i ul. Marszałkowskiej, w otoczeniu

zwartej zabudowy (nasilony ruch samochodowy). Pobór próbek odbywa się na wysokości około 15 m nad powierzchnią gruntu.

Przy ul. Puszczy Solskiej 5, na osiedlu Jelonki w Warszawie. Jest on zlokalizowany w otoczeniu wysokiej zabudowy wielorodzinnej. W bliskiej odległości znajdują się dwie duże arterie komunikacyjne: ulica Człuchowska i ulica Powstańców Śląskich oraz elektrociepłownia Wola (około 1 km). Pobór próbek odbywa się na wysokości około 2 m nad powierzchnią gruntu.

Punkt pomiarowy w Wieży Ratuszowej na Rynku Głównym w Krakowie. Jest zlokalizowany w otoczeniu zwartej zabudowy. Rynek wyłączony jest z ruchu samochodowego. W odległości ok. 400 m w kierunku południowo-zachodnim znajdują się działające sezonowo kotłownie. Pobór próbek powietrza odbywa się na wysokości 14 m nad powierzchnią gruntu.

Punkt pomiarowy przy ul. Kurczaba 25 w dzielnicy Prokocim Nowy znajduje się wewnątrz osiedla mieszkaniowego. W niewielkiej odległości jest duży ruch samochodowy. Pobór próbek powietrza odbywa się na wysokości 11,5 m nad powierzchnią gruntu.

Punkt pomiarowy w Instytucie Zootechnicznym przy ul. Balickiej 106 w Krakowie znajduje się w północno-zachodniej części miasta, na obszarze o luźnej zabudowie, w otoczeniu terenów rolniczych i rekreacyjnych, w pobliżu trasy komunikacyjnej. Pobór próbek powietrza odbywa się na wysokości około 4 m nad powierzchnią gruntu.

Aby wskazać prawidłowości w przebiegu rocznym i tygodniowym zanieczyszczenia powietrza NO_2 obliczono średnie arytmetyczne wartości stężenia dwutlenku azotu w każdym z punktów pomiarowych w całym rozpatrywanym okresie oraz w półroczu chłodnym (miesiące: X-III) i półroczu ciepłym (miesiące: IV-IX).

W pracy zajęto się tendencją zmian stężenia dwutlenku azotu z roku na rok w każdym z rozpatrywanych punktów pomiarowych. Obliczono współczynniki korelacji (R) i równania regresji liniowej

$$y = ax + b$$

gdzie: a – współczynnik regresji, b – wyraz wolny.

W celu sprawdzenia istotności statystycznej obliczonych współczynników zastosowano test t-Studenta, wyznaczając statystykę t_{obl} zgodnie ze wzorem:

$$t_{obl} = \frac{|R|}{\sqrt{1 - R^2}} \sqrt{n - 2}$$

gdzie: R – współczynnik korelacji, n – liczba pomiarów. Przyjęto poziom istotności $\alpha = 0,05$, o wartości krytycznej $t_k = 1,96$.

Wyznaczono też częstość występowania określonych wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu. Przyjęto następujące progi wartości: 20, 21-30, 31-40, 41-60, 61-100, 101-150, 150 g/m³ a wartość progową ostatniego przedziału przyjęto wartość stężenia NO_2 dopuszczalną według norm prawnych.

Szczególnym zagrożeniem dla człowieka jest duże stężenie dwutlenku azotu, dlatego wyszukano największe wartości stężenia NO_2 stwierdzone w każdym punkcie pomiaro-

wym. Samo wskazanie największych wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu uznano za niewystarczające, gdyż wartości te mogły wystąpić bardzo rzadko. Dlatego też obliczono także percentyl 0,95, który pozwala na wskazanie jaką wartość średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu przekracza 5% najwyższych wartości stężenia NO₂ zmierzonych w danym miejscu.

Aby określić, jakie zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu jest typowe w poszczególnych miejscach obliczono częstość różnych wartości średniego dobowego stężenia NO₂. Uzyskane wyniki wskazują, iż w obu miastach zanieczyszczenie to może być bardzo różne, od wartości poniżej 20 µg/m³ do ponad 100 µg/m³. Jednak za typowe, zarówno w Krakowie jak i Warszawie, można uznać stężenie w granicach 20-60 µg/m³. Policzenie częstości uwidocznilo przestrzenne zróżnicowanie zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Krakowie, gdzie w miarę oddalania się od centrum miasta coraz częstsze były mniejsze wartości stężenia dwutlenku azotu. W Warszawie natomiast punkt pomiarowy Jelonki usytuowany w peryferyjnej części miasta ma podobny udział dużych wartości stężenia dwutlenku azotu co punkt pomiarowy w samym centrum miasta.

Przebieg roczny stężenia dwutlenku azotu

Ważną częścią pracy jest zbadanie przebiegu rocznego stężenia dwutlenku azotu. W Krakowie we wszystkich badanych miejscach doskonale widać sezonowe zmiany stężenia NO₂. Mniejsze zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu charakteryzowało półrocze ciepłe, a wzrost stężenia obserwowany był w półroczu chłodnym. W Warszawie nie zauważono analogicznej sytuacji, gdyż w całym roku stężenie NO₂ było na podobnym poziomie. Zróżnicowanie wartości średniego rocznego stężenia dwutlenku azotu w punktach pomiarowych położonych w Warszawie i Krakowie jest odmienne. W Warszawie przyjmuje ono wartości: 36,5-36,9 µg/m³, natomiast w Krakowie średnie roczne stężenie NO₂ na poszczególnych stacjach mieści się w przedziale 19,5-39,7 µg/m³. Widać zatem, iż większym zanieczyszczeniem charakteryzuje się Warszawa. Do emisji tlenków azotu prowadzi proces spalania paliw w wysokiej temperaturze, głównymi źródłami tej emisji są zatem środki transportu, przemysł, kotłownie i paleniska indywidualne. Ze względu na duży udział źródeł energetycznych w emisji NO_x zrozumiałe jest, iż w miesiącach chłodnych, a zatem w sezonie grzewczym, stężenie dwutlenku azotu jest większe. Wpływa na to komunikacja – bardzo ważne źródło emisji dwutlenku azotu w miastach. W całym roku natężenie ruchu samochodowego utrzymuje się na podobnym poziomie, zmniejszając w ten sposób zróżnicowanie stężenia NO₂ w półroczu chłodnym i ciepłym.

Spośród rozpatrywanych miast przebiegiem rocznym stężenia dwutlenku azotu wyróżnia się Kraków, gdzie na wszystkich stacjach pomiarowych najwyższe średnie miesięczne wartości przypadają na półrocze chłodne, z maksimum w styczniu (Rynek Główny – 52,4 µg/m³, Prokocim Nowy – 40,4 µg/m³, ul. Balicka – 27,7 µg/m³), najniższe natomiast na półrocze ciepłe, z minimalnymi wartościami w różnych miesiącach na poszczególnych punktach pomiarowych: Rynek Główny – lipiec 28,3 µg/m³, Prokocim Nowy – wrzesień 21,6 µg/m³, ul. Balicka – lipiec 10,9 µg/m³. Należy jednak zwrócić uwagę na to, iż zmiany średnich wartości stężenia dwutlenku azotu z miesiąca na miesiąc nie zawsze nawiązują do ogólnej tendencji zmniejszania się zanieczyszczenia powietrza tym gazem w półroczu ciepłym i zwiększania się go w półroczu chłodnym.

Inaczej jest na stacjach warszawskich, gdzie zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu na obu rozpatrywanych stacjach jest podobne w kolejnych miesiącach i nie wykazuje tendencji spadkowej w półroczu ciepłym, a rosnącej w półroczu chłodnym, tak jak to widać w Krakowie. Skrajne wartości średniego miesięcznego stężenia NO_2 na obydwu stacjach warszawskich przypadają na inne miesiące: na Jelonkach największa średnia miesięczna wartość stężenia dwutlenku azotu przypada na sierpień ($43,8 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a najniższa na luty ($34,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$), natomiast w Śródmieściu najwyższa średnia miesięczna występuje w październiku ($42,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a najniższa w lipcu ($31,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

Latem zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu jest większe w Warszawie, a zimą zazwyczaj w Krakowie. Na uwagę zasługuje zwłaszcza stacja pomiarowa przy Rynku Głównym w Krakowie, która wyróżnia się zdecydowanie większym zanieczyszczeniem powietrza w miesiącach zimowych – w styczniu i lutym średnie wartości stężenia dwutlenku azotu są tu o $1/3$ wyższe niż na stacjach warszawskich. Tak duże zanieczyszczenie powietrza w tej części Krakowa może wynikać z dużego udziału starego typu ogrzewania w wielu domach zlokalizowanych w centrum miasta – ogrzewanie to jest aktywne szczególnie zimą. W Krakowie łatwo zauważyć duże różnice średniego stężenia dwutlenku azotu pomiędzy poszczególnymi punktami pomiarowymi. Największe wartości występują w centrum miasta, a więc przy Rynku Głównym, gdzie średnie roczne stężenie dwutlenku azotu wynosi $39,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$, mniejsze na osiedlu mieszkaniowym Prokocim Nowy (średnia roczna $31,8 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a najmniejszym zanieczyszczeniem powietrza charakteryzuje się stacja pomiarowa zlokalizowana na peryferiach – ul. Balicka (średnia roczna $19,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Im dalej od centrum, tym zanieczyszczenie powietrza jest mniejsze. Nie można tego powiedzieć o stacjach warszawskich. Oba punkty pomiarowe zlokalizowane w Warszawie charakteryzują się podobną średnią roczną wartością zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu. Podobne wartości zanieczyszczenia w tych dwóch miejscach, mimo zupełnie innych warunków lokalizacyjnych, mogą wynikać z innej wysokości umieszczenia urządzeń do poboru próbek powietrza. Na stacji pomiarowej w Śródmieściu urządzenie to zamontowane jest na wysokości kilku pięter nad powierzchnią gruntu, co może powodować zmniejszenie zanieczyszczenia powietrza, na stacji Jelonki pojemnik ten jest natomiast umieszczony ok. 2 metry nad powierzchnią gruntu, więc zanieczyszczenie może być większe.

Ze wszystkich rozpatrywanych stacji pomiarowych wyróżnia się stacja przy ulicy Balickiej w Krakowie. Ma ona wyraźny charakter podmiejski. Stacja ta znajduje się na obrzeżach miasta, w otoczeniu terenów rekreacyjnych i rolniczych, gdzie brak jest w pobliżu stacjonarnych źródeł emisji tlenków azotu. Dlatego występuje tam najmniejsze zanieczyszczenie powietrza. Średnie roczne stężenie NO_x przy ul. Balickiej jest o $1/3$ niższe niż na stacji Prokocim Nowy i dwukrotnie niższe w porównaniu ze stacją zlokalizowaną w centrum miasta (Rynek Główny).

Przebieg tygodniowy stężenia dwutlenku azotu

W kształtowaniu zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w ciągu tygodnia największą rolę odgrywa zmiana emisji tlenków azotu z głównych jej źródeł. Tygodniowy przebieg wartości zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu stanowi odzwierciedlenie tygodniowego rytmu pracy części zakładów przemysłowych i natężenia ruchu

samochodowego. W dni robocze, kiedy pracują zakłady przemysłowe i natężenie ruchu samochodowego jest duże, większe jest także stężenie dwutlenku azotu w powietrzu, z kolei w weekend większość zakładów nie pracuje a ruch samochodowy maleje, dlatego również zanieczyszczenie powietrza się zmniejsza. Na wszystkich stacjach pomiarowych wartości stężenia NO₂ w dni robocze są większe, a mniejsze w dni wolne od pracy: sobotę i niedzielę.

Na większości stacji pomiarowych średnie wartości stężenia dwutlenku azotu w weekend są o około ¼ mniejsze w porównaniu ze średnimi w dniach roboczych, a w centrum Warszawy są mniejsze nawet niemal dwukrotnie.

W każdym z rozpatrywanych przypadków zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu nie wykazuje dużego zróżnicowania w czasie dni roboczych, jednak zauważalny jest stopniowy wzrost wartości stężenia NO₂ od początku tygodnia aż do piątku. Wzrost ten nie jest duży i średnio wynosi około 2 µg/m³. W piątek na większości stacji średnia wartość stężenia dwutlenku azotu jest największa. Sytuacja ta może mieć związek z nałożeniem się w tym dniu zwykłego ruchu samochodowego (do szkoły, pracy, na zakupy, ruchu tranzytowego) z wyjazdami weekendowymi, zaczynającymi się zwykle w piątek.

Ważną częścią pracy okazało się zbadanie przebiegu tygodniowego stężenia NO₂ stanowiącego odzwierciedlenie tygodniowego rytmu pracy większości zakładów przemysłowych oraz natężenia ruchu samochodowego. W obu miastach stężenie NO₂ było większe w dni robocze, a mniejsze w dni wolne od pracy.

Przedstawienie częstości występowania średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu w określonych przedziałach wartości pozwala na dokładniejszą analizę zanieczyszczenia powietrza tym gazem. Opracowanie częstości pozwala wskazać, jakich wartości można spodziewać się w poszczególnych dniach, czego za pomocą samych średnich miesięcznych wartości niestety nie można przedstawić.

Zarówno w Warszawie, jak i Krakowie zanieczyszczenie to może być bardzo różne w poszczególnych dniach – od wartości poniżej 20 µg/m³ do ponad 100 µg/m³.

W obydwu rozpatrywanych miastach za typowe można uznać dni ze stężeniem NO₂ w granicach 20-60 µg/m³. Jedyne wyjątek od tego stanowi punkt pomiarowy przy ulicy Balickiej w Krakowie, gdzie najczęściej występuje stężenie poniżej 20 µg/m³, a stężenie powyżej 60 µg/m³ jest rzadkością, co stanowi kolejny dowód potwierdzający podmiejski charakter tej stacji.

W centralnej części Krakowa i Warszawy częstsze są większe wartości stężenia NO₂ niż w innych dzielnicach. Na tych obszarach najbardziej typowymi wartościami stężenia dwutlenku azotu są wartości z przedziału 30-60 µg/m³. Duże stężenie badanego gazu szczególnie częste jest w Śródmieściu Warszawy, gdzie 65% wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu mieści się w przedziale 30-60 µg/m³, a dni z zanieczyszczeniem poniżej 20 µg/m³ stanowią zaledwie 7%. Na stacji pomiarowej Prokocim Nowy średnie dobowe stężenie NO₂ wynosi najczęściej 20-30 µg/m³, a na stacji przy ulicy Balickiej zazwyczaj jest one niższe niż 20 µg/m³. Od wskazanej zasady odbiega osiedle Jelonki w Warszawie, gdzie mimo peryferyjnej lokalizacji, występują duże wartości stężenia dwutlenku azotu, a udział dni ze stężeniem badanego gazu w granicach 20-60 µg/m³ wynosi 70%.

Analizując tygodniowy przebieg stężenia dwutlenku azotu w badanych miastach w obu półroczach) można zauważyć wyraźną prawidłowość: w półroczu ciepłym większym

zanieczyszczeniem powietrza dwutlenkiem azotu charakteryzują się dwie stacje warszawskie, w półroczu chłodnym największe wartości stężenia występują natomiast w Krakowie przy Rynku Głównym.

Prawdopodobieństwo występowania dni z dużym zanieczyszczeniem powietrza dwutlenkiem azotu

Duże stężenie dwutlenku azotu prowadzi do wielu problemów zdrowotnych, dlatego ważne jest określenie największych wartości NO_2 , jakie mogą wystąpić w danym miejscu. Dobrą metodą, która można wykorzystać w tym celu jest obliczenie percentyla 0,95. Pozwala to na wskazanie, jaką wartość średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu przekracza 5% największych wartości zmierzonych w rozpatrywanym okresie na danej stacji. Metoda ta lepiej obrazuje przypadki największych wartości zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu niż samo wskazanie maksymalnej wartości stężenia, która mogła wystąpić tylko przypadkowo.

W Warszawie większą wartością percentyla 0,95 wyróżnia się seria pomiarowa peryferyjnie zlokalizowanej stacji pomiarowej Jelonki. Tutaj percentyl 0,95 wynosi $72 \mu\text{g}/\text{m}^3$, podczas gdy na stacji w Śródmieściu $58 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Inaczej jest w Krakowie, gdzie najwyższą wartość percentyla 0,95 uzyskano w odniesieniu do serii danych ze stacji w samym centrum miasta (Rynek Główny) – $74 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Kolejne dwie krakowskie stacje charakteryzują się mniejszym zanieczyszczeniem powietrza dwutlenkiem azotu, gdyż 5% najwyższych wartości stężenia NO_2 przekracza $56 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w punkcie pomiarowym w dzielnicy Prokocim Nowy i $51 \mu\text{g}/\text{m}^3$ przy ul. Balickiej.

Na większości stacji pomiarowych brak jest skokowych zmian wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu z dnia na dzień. Największa różnica pomiędzy średnim stężeniem NO_2 w kolejnych dniach wynosi $7,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (poniedziałek-wtorek) – wyróżnia ona punkt pomiarowy w warszawskiej dzielnicy Jelonki.

Zakres wartości średniego stężenia dwutlenku azotu w poszczególnych dniach jest bardzo różny w rozpatrywanych dzielnicach krakowskich. Wartości te mieszczą się w granicach ($\mu\text{g}/\text{m}^3$):

Rynek Główny – 34,4 - 42,6

Prokocim Nowy – 27,1- 33,8

ul. Balicka – 16,5- 20,9

Inaczej jest w Warszawie, gdzie na obu stacjach pomiarowych zakresy wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu w ciągu tygodnia są do siebie bardziej zbliżone i wynoszą ($\mu\text{g}/\text{m}^3$):

Jelonki – 31,9-40,2

Śródmieście – 28,1-40,5

Porównanie średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu we wszystkich rozpatrywanych punktach pomiarowych potwierdza podmiejski charakter stacji przy ulicy Balickiej w Krakowie, gdzie występują zdecydowanie najmniejsze wartości zanieczyszczenia i najslabiej zarysowany jest przebieg tygodniowy.

Tabela 1. Zmiany średniego stężenia dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998

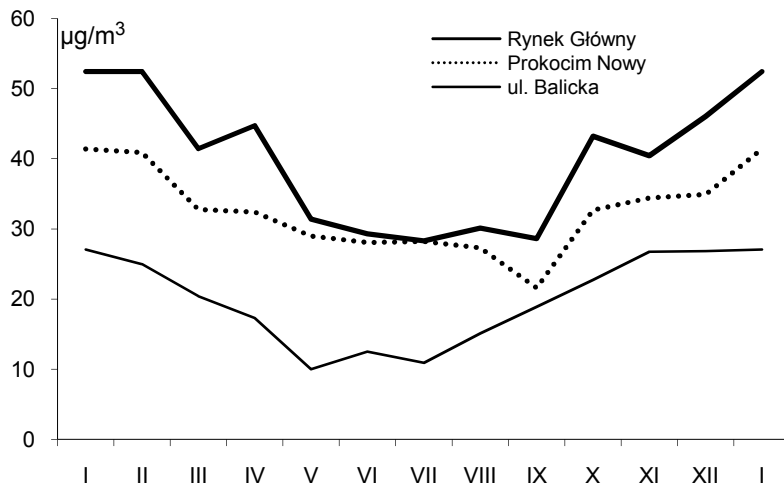
	Śródmieście	Jelonki	Rynek Gł.	Prokocim N.	ul. Balicka
1994	38,2	28,9	40,9	37,3	23,2
1995	34,7	34,4	43,6	28,7	26,2
1996	35,7	43,6	36,8	30,9	24,1
1997	41,5	40,0	33,5	32,2	24,2
1998	35,3	35,5	50,7	32,6	25,1
1994-1998	36,9	36,5	39,7	31,8	19,5

Tabela 2. Średnie miesięczne i roczne wartości stężenia dwutlenku azotu w Warszawie i Krakowie (1994-1998)

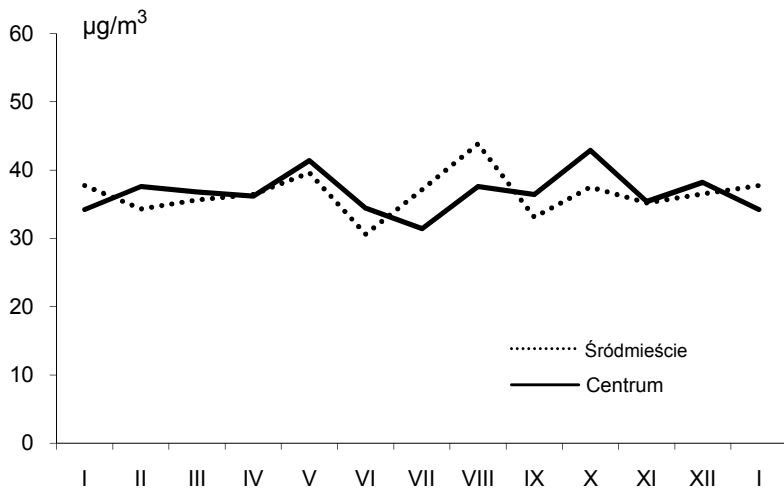
Miesiące	Śródmieście	Jelonki	Rynek Gł.	Prokocim N.	ul. Balicka
Styczeń	34,2	37,7	52,4	41,4	27,1
Luty	37,6	34,3	52,4	40,9	25,0
Marzec	36,8	35,6	41,4	32,8	20,4
Kwiecień	36,2	36,4	44,7	32,3	17,3
Maj	41,4	39,6	31,4	29,0	10,0
Czerwiec	34,4	30,6	29,3	28,1	12,5
Lipiec	31,4	37,1	28,3	28,2	10,9
Sierpień	37,7	43,8	30,1	27,3	15,1
Wrzesień	36,4	33,1	28,6	21,6	18,9
Październik	42,9	37,5	43,2	32,7	22,8
Listopad	35,4	35,2	40,4	34,4	26,7
Grudzień	38,2	36,5	46,0	34,9	26,9
Rok	36,9	36,5	39,7	31,8	19,5

Tabela 3. Wartości percentyla 0,95 w seriach pomiarowych stężenia dwutlenku azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998

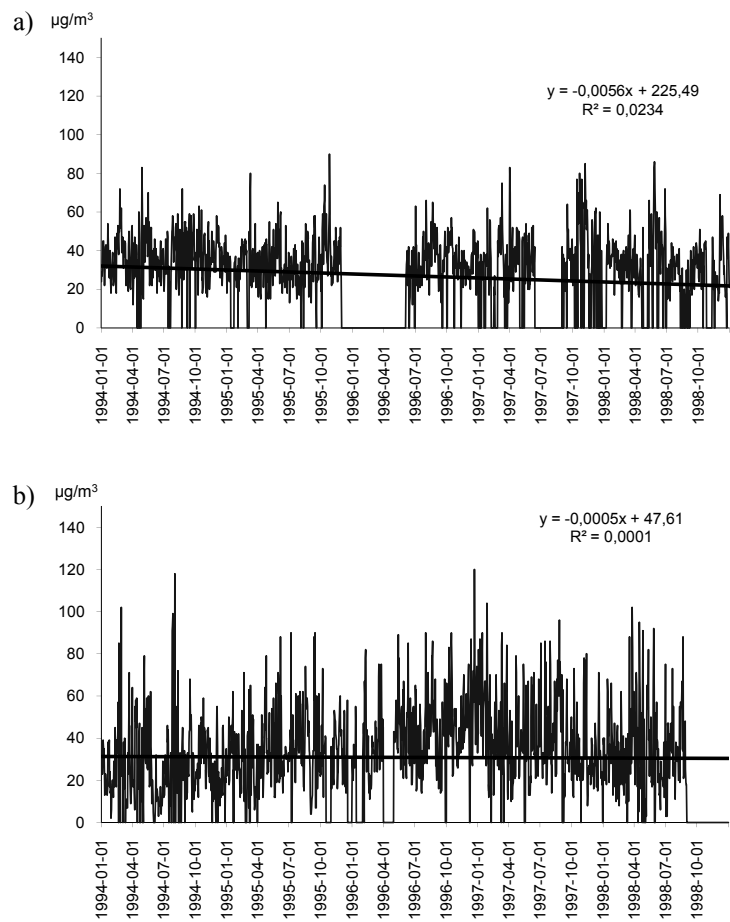
	Percentyl 0,95 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)		
	Rok	Półrocze ciepłe	Półrocze chłodne
Śródmieście	58	58	60
Jelonki	72	71	72
Rynek Główny	74	55	80
Prokocim Nowy	56	46	65
ul. Balicka	51	33	56



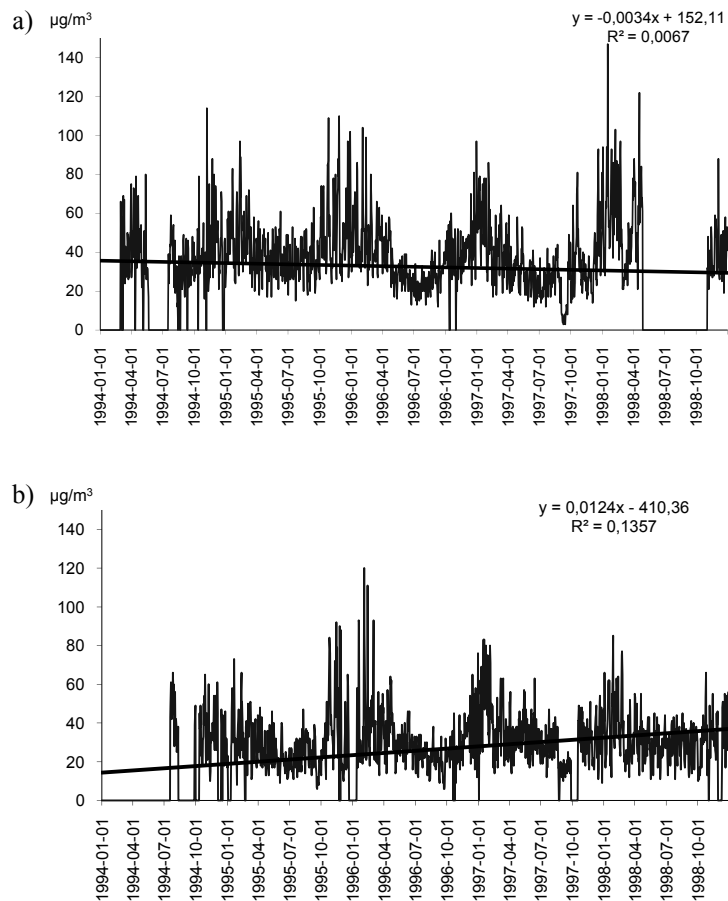
Rysunek 1. Przebieg roczny stężenia dwutlenku azotu w Krakowie (1994-1998)



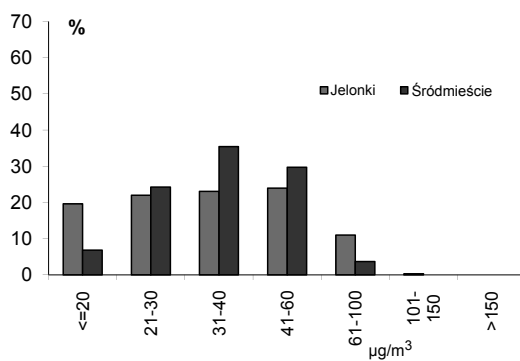
Rysunek 2. Przebieg roczny stężenia dwutlenku azotu w Warszawie (1994-1998)



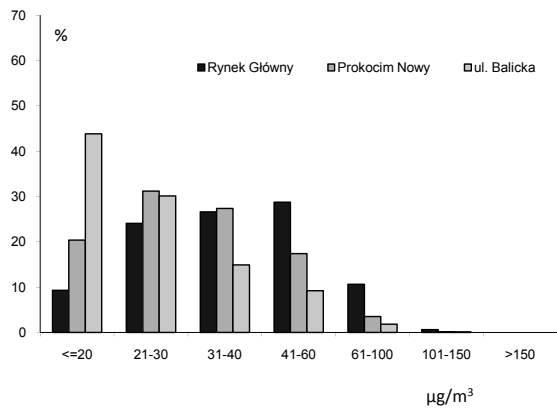
Rysunek 3. Zmiany stężenia dwutlenku azotu w Warszawie w latach 1994-1998, Jelonki (a), Śródmieście (b)



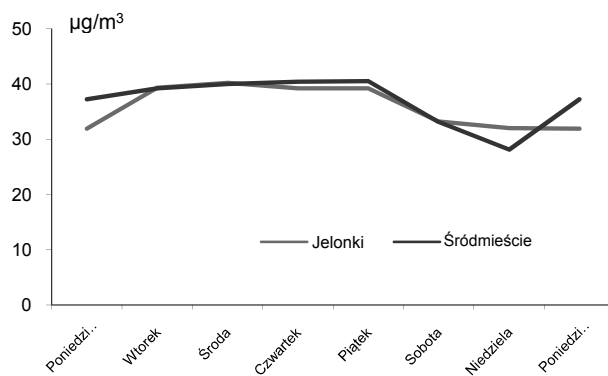
Rysunek 4. Zmiany stężenia dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1994-1998 Rynek Główny (a), Prokocim Nowy (b)



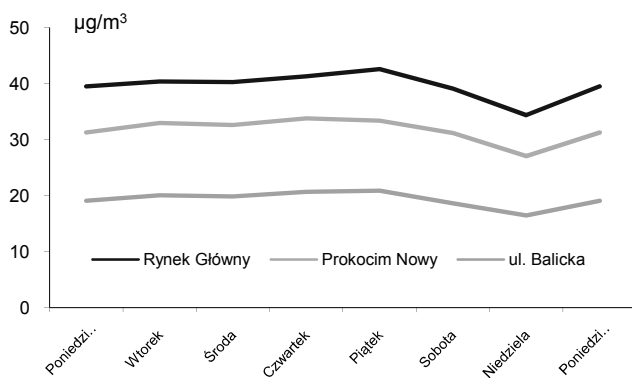
Rysunek 5. Częstość poszczególnych wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu w Warszawie w latach 1994-1998



Rysunek 6. Częstość poszczególnych wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1994-1998



Rysunek 7. Przebieg tygodniowy stężenia dwutlenku azotu w Warszawie (1994-1998)



Rysunek 8. Przebieg tygodniowy stężenia dwutlenku azotu w Krakowie (1994-1998)

VI. DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE PRZEZ CZYNNIKI NATURALNE I ANTROPOGENICZNE

6.1. Empiryczne równania przebiegów rocznych temperatury powietrza w Polsce (na przykładzie 32 miast)

Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA,
Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK

Najistotniejsze cechy termiczne klimatu Polski określają roczne przebiegi temperatury powietrza w Polsce (średnich miesięcznych wartości w 32 miejscowościach). Na wykresach przedstawiono wartości: średniej dobowej temperatury (T_{sr}), maksymalnej (T_{max}), minimalnej (T_{min}) i dobowej amplitudy (A) (rys. 1-8). Ponadto, zmiany roczne pola temperatury powietrza aproksymowano równaniami sinusoid regresji (tab.1-9).

Zmiany roczne temperatury powietrza są związane z obiegiem ciepła nad obszarem Polski. Dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi jest znacznie większy w porze letniej (czerwiec – 544 MJm⁻²) niż zimowej (grudzień – 380 MJm⁻²). Jest to uwarunkowane większym kątem padania promieni słonecznych podczas przesilenia letniego 22.VI niż zimowego 22.XII oraz różnicą długości dnia. Na przykład w Warszawie ($\varphi = 52,1^\circ$) wysokość Słońca w czasie górowania zmienia się w ciągu roku od 61,4° do 14,4°, a długość dnia odpowiednio od 16,7 do 7,7 godzin.

Suma roczna promieniowania całkowitego na obszarze Polski średnio wynosi $I = 3450$ MJm⁻². Promieniowanie pochłonięte przez powierzchnię Ziemi zależne od albedo (α): $I_{poch} = (1 - \alpha) I$ jest równe 2789 MJm⁻², co stanowi 80,8% promieniowania całkowitego. Czas trwania usłonecznienia w Polsce jest stosunkowo krótki – maksymalnie wynosi 50% możliwego.

Promieniowanie zaabsorbowane przez powierzchnię Ziemi wpływa na intensywność wymiany ciepła między Ziemią i atmosferą. Powoduje ono wzrost temperatury powietrza w miesiącach letnich, a jej spadek w zimowych. Dlatego też istnieją dość duże powiązania między sumami promieniowania całkowitego i pochłoniętego a temperaturą dolnej warstwy troposfery. Determinuje to najwyższą temperaturę powietrza w lecie (lipiec – T_{MAX}), a najniższą w zimie (styczeń, luty – T_{MIN}):

°C	T_{MAX}	T_{MIN}	T
Średnia dobowa T	17,3	-3,4	7,2
Średnia maksymalna T_{max}	22,8	0,1	11,2
Średnia minimalna T_{min}	12,3	-8,5	2,9
Dobowa amplituda A	11,7	6,9	8,5

Stąd wynika dość duży zakres zmian pola temperatury powietrza w ciągu roku: średnia dobowa – 20,7°C, maksymalna – 22,7°C, minimalna – 20,8°C, dobowa amplituda – 4,8°C. Jeszcze większe kontrasty termiczne między zimą i latem występują między maksymalną temperaturą powietrza w najcieplejszym miesiącu (lipiec: 22,8°C) i minimalną

w najchłodniejszym miesiącu (luty: $-8,5^{\circ}\text{C}$). Ten zakres wahań osiąga $31,3^{\circ}\text{C}$. Różnica między maksimum i minimum absolutnym temperatury powietrza w Polsce może wynosić nawet $76,5^{\circ}\text{C}$: od $-36,9^{\circ}\text{C}$ (10.11.1956 r.) – Jelenia Góra do $39,6^{\circ}\text{C}$ (11. VII. 1959 r.) – Kończewice (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1989).

Tempo wzrostu temperatury powietrza jest największe na przełomie marca i kwietnia: średniej dobowej – $5,7$, maksymalnej – $6,4$, minimalnej – $5,0^{\circ}\text{C}/\text{miesiąc}$. Spadek temperatury jest największy na przełomie października i listopada i wynosi odpowiednio: $-4,9$, $-6,8$, $-3,2^{\circ}\text{C}/\text{miesiąc}$.

Tendencję roczną zmian temperatury powietrza w Polsce opisują sinusoidy, które dość dobrze aproksymują wyniki pomiarów. Na dokładność wyznaczonych równań wskazują współczynniki korelacji wielokrotnej R .

Wyjątkiem jest miesięczne przesunięcie obliczonego terminu minimum temperatury (styczeń) względem rzeczywistego (luty). Wynika to z anomalii temperatury w badanym dziesięcioleciu 1951-1960, kiedy to najniższą temperaturę powietrza zanotowano podczas niezwykle ostrej zimy w lutym 1956 roku.

Zmiany roczne pola temperatury powietrza w pojedynczych miejscowościach charakteryzują nie tylko zmierzone wartości, lecz także równania sinusoid:

$$\Delta T = a + b \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}t + c\right)$$

o amplitudzie b i przesunięciu fazowym c . Na podstawie tych równań (tab. 2-5) można określić roczne wahania różnic ΔT temperatury powietrza.

Na wykresach rys.1-8 przedstawiono różnice wartości zmierzonych: ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA : temperatury średniej dobowej, maksymalnej, minimalnej, amplitudy dobowej. Przebiegi roczne różnic temperatury powietrza między wybranymi miejscowościami (32 stacje meteorologiczne) i średnimi z całej Polski należy traktować jako wypadkową łącznego wpływu czynników naturalnych (głównie geograficznych) i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w Polsce.

W dalszej części, scharakteryzujemy sinusoidalne przebiegi roczne ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA , opisane równaniami podanymi w tab. 2-5. Istnieje ogólna prawidłowość: sinusoidalnych zmian różnic, w ciągu roku – o ekstremach w lecie lub w zimie. Maksima sinusoid przypadają na ogół na porę letnią, natomiast minima – na porę zimową. Jest to m.in. wynikiem ocieplającego wpływu miast na pole temperatury powietrza.

W półroczu ciepłym największymi odchyleniami od średniej z całej Polski (in plus) wyróżniają się miasta położone w takich jednostkach geograficznych jak: Wyżyna Lubelska, Wyżyna Małopolska, Nizina Sandomierska, Nizina Śląska i Pas Wielkich Dolin. Miejscowości zlokalizowane w tych regionach geograficznych należą do „uprzywilejowanych” termicznie latem. Przeważają różnice dodatnie, które w przypadku temperatury maksymalnej nie przekraczają 2°C ($1,8^{\circ}\text{C}$ – Zamość, Wrocław, $1,7^{\circ}\text{C}$ – Lublin, Kraków, Sandomierz).

Na szczególną uwagę zasługują największe miasta, np. Warszawa, Kraków, Wrocław, Poznań, Łódź, Lublin, w przypadku których całe odcinki sinusoid rocznych zmian znajdują się powyżej prostych: $\Delta T=0$, $\Delta T_{\max}=0$, $\Delta T_{\min}=0$. Po prostu odchylenia od średniej z całej Polski są dodatnie, mimo różnego położenia. Najistotniejsze cechy termiczne

klimatu miast w Polsce określają roczne przebiegi różnic temperatury powietrza między poszczególnymi miejscowościami i średnimi z całego kraju.

W półroczu chłodnym największy zakres odchyień od średniej z całej Polski (do 5°C) występuje na wybrzeżu Bałtyku i Pojezierzu Suwalskim. Różnica temperatury powietrza zmienia się wtedy od $\Delta T_{\min}=2,1^{\circ}\text{C}$, $\Delta T=\Delta T_{\max}=2,0^{\circ}\text{C}$ (Kołobrzeg) do $\Delta T_{\max}=-2,9^{\circ}\text{C}$, $\Delta T=-2,4^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_{\min}=-2,2^{\circ}\text{C}$ (Suwałki). Jest to rezultat dominującego wpływu mas powietrza polarnego morskiego i polarnego kontynentalnego.

Wyjątek stanowią miejscowości położone w kotlinach śródgórskich, gdzie niezależnie od pory roku różnice dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) są największe: Zakopane – 3,4°C, Jelenia Góra – 3,0°C (grudzień). W kotlinach śródgórskich obserwuje się duże spadki temperatury powietrza nocą i dość duże maksima – w dzień. Stąd amplitudy roczne $A=T_{\max}-T_{\min}$ w kotlinach najbardziej odbiegają od średniej z całej Polski. Wyróżnia się również Elbląg, gdzie różnice ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} są prawie stałe w ciągu roku (amplituda b jest zbliżona do zera). Wahania roczne temperatury średniej T , maksymalnej T_{\max} , minimalnej T_{\min} są takie same, jak średnich z całej Polski. Oczywiście jest (aproksymacja), że obliczone z równań sinusoid regresji różnice ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA są mniejsze (co do wartości bezwzględnej) od zmierzonych.

Specyfiką dziesięciolecia 1951-1960 jest przesunięcie minimum rocznego temperatury powietrza ze stycznia (jak w innych dziesięcioleciach) na luty. Szczególnie uwidacznia się to w zmierzonych miesięcznych wartościach temperatury minimalnej. Dużymi różnicami dodatnimi ΔT_{\max} wyróżnia się maj. Z kolei dobowa amplituda temperatury powietrza cechuje się najniższymi wartościami różnic ΔA – w lipcu.

Przebiegi roczne odchyień temperatury powietrza na poszczególnych stacjach od średniej z Polski wskazują, że ukształtowanie terenu i jego rzeźba, najbardziej wpływa na pole temperatury w miesiącach półroczu letniego. Natomiast w miesiącach półroczu chłodnego pole temperatury powietrza jest najbardziej deformowane przez Ocean Atlantycki i Morze Bałtyckie.

Ekstremalne różnice temperatury maksymalnej (ΔT_{\max}), minimalnej (ΔT_{\min}), dobowej amplitudy (ΔA) wskazują miejsca na terenie Polski, w których najsilniej oddziałują różne czynniki lokalne – naturalne i antropogeniczne – na pole temperatury powietrza. Mimo istnienia "miejskich wysp ciepła" w kształtowaniu klimatu dużych miast dominują czynniki geograficzne – ich położenie geograficzne.

Główną rolę w kształtowaniu przestrzennego zróżnicowania temperatury powietrza w Polsce odgrywa pozioma wymiana ciepła – cyrkulacja atmosferyczna (Kozłowska-Szczęśna 1993). Położenie Polski w pobliżu najaktywniejszych ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia na Półkuli Północnej (Niz Islandzki, Wyż Azorski, Wyż Azjatycki i wyżej znad północnej i północno-wschodniej Europy) sprawia częstą zmienność napływających mas powietrza i towarzyszących im układów barycznych. W rezultacie, na terenie Polski dominują masy powietrza polarnego morskiego (46%) oraz kontynentalnego (38%). Wpływ napływających mas powietrza na obszar Polski na pole temperatury powietrza jest odmienny w różnych porach roku (Tomaszewska 1963). Masy powietrza morskiego w zimie oddziałują ocieplająco, a w lecie ochładzająco na stan atmosfery. Natomiast oddziaływanie powietrza kontynentalnego na pole temperatury powietrza jest przeciwne. Znaczny udział w kształtowaniu temperatury powietrza w Polsce, zwłaszcza

wiosną i zimą, mają także masy powietrza arktycznego (10% dni w roku). Sporadycznie występują masy powietrza zwrotnikowego (0,4% dni). Układy antycyklonalne (wyżowe) stanowią 50% dni w roku, a cyklonalne (niżowe) – 44%, nie licząc sytuacji nieokreślonych (6%). Stąd wynika dość duży zakres zmienności pola temperatury powietrza w ciągu roku, uwarunkowany najczęściej występującymi typami cyrkulacji.

Zależność temperatury powietrza w Polsce od typów cyrkulacji w latach 1966-1980 pokażemy na przykładzie wybranych miejscowości – zaczerpniętych z publikacji (Paszyński, Niedźwiedz, 1991).

Odchylenia temperatury powietrza od średnich wartości, w zależności od typów cyrkulacji wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (po zmianie symboli) zestawiono w tabelkach.

STYCZEŃ

Miasto	W_C	NW_C	SW_C	S_C	W_A	ENE_C	NE_A	ESE_A	T
Suwałki	4,9	2,5	4,3	2,5	2,0	-1,8	-2,8	-3,3	-6,3
Szczecin	4,8	1,7	4,3	1,0	1,5	-1,4	-2,9	-2,1	-1,4
Warszawa	5,2	2,0	4,1	2,5	1,2	-0,6	-2,4	-3,3	-3,8
Wrocław	5,2	2,0	4,2	1,8	0,8	-1,0	-2,4	-2,1	-2,0
Lublin	4,5	1,6	4,2	3,0	0,6	-0,3	-1,9	-3,3	-4,4
Zakopane	3,8	0,4	4,6	3,5	-0,3	-1,2	-2,5	-2,3	-4,7

LIPIEC

Miasto	NW_C	W_A	ENE_C	NE_A	ESE_A	T
Suwałki	-1,7	0,1	-1,2	1,4	4,1	16,5
Szczecin	-2,2	0,5	-1,3	1,5	4,7	17,7
Warszawa	-1,7	0,4	-2,1	1,3	4,4	17,9
Wrocław	-1,7	0,7	-2,1	1,2	3,8	17,5
Lublin	-1,4	0,6	-2,2	0,9	3,7	17,3
Zakopane	-0,5	0,5	-2,4	0,3	3,0	14,0

Wiążąc typy cyrkulacji z głównymi stronami świata (N – północ, S – południe, E – wschód, W – zachód) i podstawowymi układami barycznymi (A – antycyklon, C – cyklon) wprowadzamy bardziej czytelne symbole:

W_C – zachodnia cyrkulacja cyklonalna (A)

NW_C – północno-zachodnia, cyklonalna (CB)

SW_C – południowo-zachodnia, cyklonalna (D)

S_C – południowa, cyklonalna (B)

W_A – zachodnia, antycyklonalna (C_2D)

ENE_C – wschodnia i północno-wschodnia, cyklonalne (E_0)

NE_A – północno-wschodnia, antycyklonalna (E)

ESE_A – wschodnia i północno-wschodnia, antycyklonalna (E_1)

Największe ocieplenie w styczniu występuje przy zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ W_C) – o częstotści równej 5% dni na obszarze Polski. Przy tego typu cyrkulacji,

temperatura powietrza w Warszawie jest o 5, 2°C wyższa od średniej miesięcznej ($T = -3,8^{\circ}\text{C}$).

Znaczne ocieplenie powietrza w styczniu powoduje również południowo zachodnią cyrkulację cyklonalną (SW_C). Występuje ona przez około 9% dni w tych miesiącach. Temperatura powietrza w Warszawie jest przy tej cyrkulacji wyższa o 4,1°C od średniej. Podobny efekt ocieplający w Warszawie i innych miastach Polski wywołuje w styczniu południowa cyrkulacja cyklonalna (SC) – o częstotliwości 8% dni. Wtedy temperatura powietrza w Warszawie jest wyższa o 2,5°C od średniej. Powietrze napływające z północnej części Atlantyku powoduje także znaczne ocieplenie w styczniu - w Warszawie o 2,0°C. Częstość północno-zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (NW_C) wynosi 13% dni.

Zupełnie odmienne są cechy termiczne powietrza kontynentalnego napływającego zimą nad obszar Polski – ze wschodu. Z antycyklonalną cyrkulacją wschodnią i południowo-wschodnią (ESE_A) - o częstotliwości 24% dni – wiążą się największe spadki temperatury powietrza. Wówczas temperatura powietrza w Warszawie jest niższa o 3,3°C od średniej stycznia. Nieznacznie ujemne odchylenia od średniej obserwuje się w Warszawie przy wschodniej i północno-wschodniej cyrkulacji cyklonalnej (ENE_C), zdarzającej się w styczniu średnio przez 10% dni.

W lecie, północno-zachodnia cyrkulacja cyklonalna (typ NW_C) występuje również dość często – średnio przez 22% dni. Napływające świeże powietrze polarno morskie z północo-zachodu powoduje jednakże duże ochłodzenie w całej Polsce. Przy napływie tego powietrza w lipcu do Warszawy, odchylenia temperatury powietrza od średniej są ujemne: $\Delta T = -1,7^{\circ}\text{C}$. W Szczecinie, odchylenie to przekracza -2°C ($\Delta T = -2,2^{\circ}\text{C}$). Temperatura powietrza w lipcu przy zachodniej cyrkulacji antycyklonalnej (WA) – o częstotliwości 17% dni – jest zbliżona do średniej miesięcznej.

Znaczne ocieplenie w lipcu przynosi typ cyrkulacji antycyklonalnej wschodniej i południowo-wschodniej (ESE_A) – o częstotliwości 5% dni. Wywołuje ona największy wzrost temperatury powietrza w lipcu w całej Polsce – o 4°C w środkowej Polsce. W dniach o tym typie cyrkulacji, temperatura powietrza w Warszawie jest o 4,4°C wyższa od średniej lipca. Pogodę w lipcu kształtuje przeważnie północno-wschodnia cyrkulacja antycyklonalna (NE_A) – o dużej częstotliwości 25% dni. Dlatego też wartości temperatury powietrza w dniach o tym typie cyrkulacji są zbliżone do średniej miesięcznej lipca. W Warszawie, odchylenie temperatury powietrza w takich dniach od średniej miesięcznej wynosi 1,3°C. Wschodnia i północno-wschodnia cyrkulacja cyklonalna (ENE_C) – o częstotliwości w lipcu 14% dni przynosi duże zachmurzenie, opady atmosferyczne i obniżenie temperatury powietrza.

Największe spadki temperatury powietrza występują wtedy w południowej części Polski ($\Delta T = -2,4^{\circ}\text{C}$ – Zakopane). Spadki temperatury powietrza przy tym typie cyrkulacji są najmniejsze na północy kraju -1, 2°C – Suwałki, -1,3°C -Szczecin. W Warszawie różnica temperatury wynosi -2,1°C.

Z napływem nad miasto określonych mas powietrza wiąże się na ogół zmiana kierunku wiatru – notowanego na stacjach meteorologicznych. W badaniach miejskiej wyspy ciepła w dużych miastach takich jak Warszawa, gdzie punkty pomiarowe znajdują się w dużych odległościach od siebie – rzędu kilkunastu km istotne znaczenie ma określenie typu cyrkulacji w terminie obserwacyjnym (przynajmniej kierunku wiatru). Dotyczy to

głównie dni o największej intensywności miejskiej wyspy ciepła, którą można przypisać czynnikom antropogenicznym. Po prostu różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w momencie pomiaru mogą wynikać z przyczyn naturalnych – zmiany cyrkulacji atmosferycznej, wcześniejszej na peryferiach miasta niż w jego centrum.

Tabela 1. Położenie geograficzne stacji meteorologicznych zlokalizowanych w pobliżu wybranych miast Polski

Miejscowość	φ°	λ°	H m	Jednostki fizycznogeograficzne (wg. J. Kondrackiego)
Białystok	53,1	23,2	139	Wysoczyzna Białostocka
Częstochowa	50,8	19,1	261	Wyżyna Częstochowska, Wyżyna Wieluńska, Obniżenie Górnej Warty
Elbląg	54,2	19,4	38	Wzniesienia Elbląskie
Gdańsk	54,4	18,6	13	Mierzeja Wiślana, Żuławy Wiślane
Gorzów Wlkp.	52,7	15,2	65	Kotlina Gorzowska
Jelenia Góra	50,9	15,8	342	Kotlina Jeleniogórska
Kalisz	51,7	18,1	140	Wysoczyzna Kaliska
Kielce	50,8	20,6	268	Góry Świętokrzyskie
Kołobrzeg	54,2	15,6	3	Równina Białogardzka
Kraków	50,1	20,0	206	Próg Woźnicki, Wyżyna Olkuska, Rów Krzeszowicki, Brama Krakowska, Nizina Nadwiślańska
Lębork	54,6	17,8	18	Pojezierze Kaszubskie
Lublin	51,2	22,6	171	Płaskowyż Świdnicki, Płaskowyż Nałęczowski
Łódź	51,7	19,4	187	Wysoczyzna Łaska, Wzniesienia Łódzkie
Olsztyn	53,8	20,4	133	Pojezierze Olsztyńskie
Ostrołęka	53,1	21,6	95	Dolina Dolnej Narwi, Międzyrzecze Łomżyńskie
Płock	52,5	19,7	62	Kotlina Płocka
Poznań	52,4	16,8	86	Pojezierze Poznańskie, Poznański Przełom Warty, Równina Wrzesińska
Racibórz	50,1	18,2	189	Kotlina Raciborska
Radom	51,4	21,1	178	Równina Radomska
Rzeszów	50,1	22,0	200	Pradolina Podkarpacka, Podgórze Rzeszowskie
Sandomierz	50,7	21,7	202	Nizina Nadwiślańska, Wyżyna Sandomierska
Siedlce	52,2	22,3	146	Wysoczyzna Siedlecka
Suwałki	54,1	23,0	165	Równina Augustowska
Szczecin	53,4	14,6	1	Dolina Dolnej Odry, Równina Goleniowska, Wzniesienia Szczecińskie, Puszcza Bukowa
Szczecinek	53,7	16,7	137	Pojezierze Szczecińskie
Toruń	53,0	18,4	69	Kotlina Toruńska
Warszawa	52,1	21,0	106	Kotlina Warszawska, Dolina Środkowej Wisły, Równina Warszawska, Równina Wołomińska
Wrocław	51,1	17,0	116	Pradolina Wrocławska, Równina Wrocławska
Zakopane	49,3	20,0	844	Pogórze Spisko-Gubałowskie, Rów Podtatrzański
Zamość	50,7	23,2	218	Padół Zamojski
Zgorzelec	51,1	15,0	218	Obniżenie Żytawsko- Zgorzeleckie
Zielona Góra	51,9	15,5	180	Wał Zielonogórski

Tabela 2. Równania sinusoid rocznych zmian różnic średniej temperatury powietrza (ΔT) między miastami i średnią Polski w latach 1951-1960: t – doba kalendarzowa, $\omega = 2\pi/365,25$, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F – test Fishera-Snedecora

Miejscowość	$\Delta T = a + b \sin(\omega t + c)$	R	F
Białystok	$\Delta T = -0,430 + 1,226 \sin(\omega t - 1,573)$	0,915	23,3
Częstochowa	$\Delta T = 0,492 + 0,318 \sin(\omega t + 0,165)$	0,859	12,1
Elbląg	$\Delta T = 0,275 + 0,023 \sin(\omega t - 0,779)$	0,056	0,0
Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T = 0,400 + 0,903 \sin(\omega t - 2,138)$	0,876	14,8
Gorzów Wlkp.	$\Delta T = 0,906 + 0,394 \sin(\omega t + 0,442)$	0,852	12,0
Jelenia Góra	$\Delta T = -0,403 + 0,760 \sin(\omega t + 1,174)$	0,937	33,3
Kalisz	$\Delta T = 0,559 + 0,322 \sin(\omega t - 1,201)$	0,976	88,8
Kielce	$\Delta T = 0,127 + 0,615 \sin(\omega t - 1,611)$	0,936	31,8
Kołobrzeg	$\Delta T = 0,214 + 1,737 \sin(\omega t + 1,865)$	0,946	38,5
Kraków	$\Delta T = 1,309 + 0,554 \sin(\omega t - 1,195)$	0,950	42,1
Lębork	$\Delta T = 0,140 + 0,961 \sin(\omega t + 1,780)$	0,956	47,6
Lublin	$\Delta T = 0,344 + 0,834 \sin(\omega t - 1,455)$	0,868	13,7
Łódź Lublinek	$\Delta T = 0,343 + 0,442 \sin(\omega t - 1,495)$	0,975	87,6
Olsztyn	$\Delta T = -0,432 + 0,426 \sin(\omega t - 2,040)$	0,908	21,1
Ostrołęka	$\Delta T = -0,031 + 0,889 \sin(\omega t - 1,486)$	0,938	33,1
Płock	$\Delta T = 0,801 + 0,634 \sin(\omega t - 1,351)$	0,936	31,8
Poznań Ławica	$\Delta T = 0,750 + 0,338 \sin(\omega t - 1,036)$	0,981	112,3
Racibórz	$\Delta T = 0,915 + 0,366 \sin(\omega t + 0,288)$	0,796	7,8
Radom	$\Delta T = 0,410 + 0,684 \sin(\omega t - 1,617)$	0,937	32,2
Rzeszów	$\Delta T = 0,394 + 0,604 \sin(\omega t - 1,611)$	0,925	26,8
Sandomierz	$\Delta T = 0,444 + 0,963 \sin(\omega t - 1,538)$	0,962	56,4
Siedlce	$\Delta T = -0,130 + 0,890 \sin(\omega t - 1,604)$	0,900	19,2
Suwałki	$\Delta T = -1,061 + 1,367 \sin(\omega t - 1,931)$	0,913	22,6
Szczecin Dębie	$\Delta T = 1,039 + 0,742 \sin(\omega t + 1,392)$	0,938	32,9
Szczecinek	$\Delta T = -0,118 + 0,447 \sin(\omega t + 1,348)$	0,940	34,2
Toruń	$\Delta T = 0,310 + 0,392 \sin(\omega t - 1,622)$	0,894	17,9
Warszawa Okęcie	$\Delta T = 0,519 + 0,769 \sin(\omega t - 1,493)$	0,945	37,8
Wrocław	$\Delta T = 1,057 + 0,266 \sin(\omega t + 0,070)$	0,841	10,9
Zakopane	$\Delta T = -2,343 + 0,447 \sin(\omega t + 1,365)$	0,792	7,6
Zamość	$\Delta T = 0,178 + 0,958 \sin(\omega t - 1,536)$	0,917	23,8
Zgorzelec	$\Delta T = 0,740 + 0,597 \sin(\omega t + 0,998)$	0,882	15,8
Zielona Góra	$\Delta T = 0,932 + 0,288 \sin(\omega t + 1,479)$	0,667	3,6

Tabela 3. Równania sinusoid rocznych zmian różnic maksymalnej temperatury powietrza (ΔT_{\max}) między miastami i średnią Polski w latach 1951-1960: t – doba kalendarzowa, $\omega=2\pi/365,25$, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F – test Fishera-Snedecora

Miejscowość	$\Delta T_{\max}=a+bsin(\omega t+c)$	R	F
Białystok	$\Delta T_{\max}=-0,395+1,577sin(\omega t-1,620)$	0,964	58,4
Częstochowa	$\Delta T_{\max}=0,885+0,357sin(\omega t-1,744)$	0,820	9,2
Elbląg	$\Delta T_{\max}=-0,441+0,106sin(\omega t+2,986)$	0,455	1,2
Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T_{\max}=-0,176+1,049sin(\omega t+1,831)$	0,922	25,6
Gorzów Wlkp.	$\Delta T_{\max}=0,882+0,408sin(\omega t-0,038)$	0,787	7,3
Jelenia Góra	$\Delta T_{\max}=0,500+1,197sin(\omega t+1,471)$	0,971	73,2
Kalisz	$\Delta T_{\max}=0,878+0,628sin(\omega t-1,919)$	0,957	49,3
Kielce	$\Delta T_{\max}=-0,594+0,838sin(\omega t-1,616)$	0,961	54,5
Kołobrzeg	$\Delta T_{\max}=-0,722+2,702sin(\omega t+1,788)$	0,968	68,1
Kraków	$\Delta T_{\max}=1,210+0,457sin(\omega t-1,504)$	0,804	8,2
Lębork	$\Delta T_{\max}=-0,169+0,909sin(\omega t+1,599)$	0,979	104,4
Lublin	$\Delta T_{\max}=0,529+1,175sin(\omega t-1,699)$	0,951	42,6
Łódź Lublinek	$\Delta T_{\max}=0,386+0,615sin(\omega t-1,805)$	0,964	59,8
Olsztyn	$\Delta T_{\max}=-0,490+0,756sin(\omega t-1,549)$	0,937	32,6
Ostrołęka	$\Delta T_{\max}=-0,021+1,321sin(\omega t-1,629)$	0,961	54,4
Płock	$\Delta T_{\max}=0,811+0,895sin(\omega t-1,559)$	0,980	109,5
Poznań Ławica	$\Delta T_{\max}=0,876+0,582sin(\omega t-1,178)$	0,920	24,8
Racibórz	$\Delta T_{\max}=1,516+0,116sin(\omega t+0,921)$	0,257	0,3
Radom	$\Delta T_{\max}=-0,587+0,929sin(\omega t-1,764)$	0,953	44,6
Rzeszów	$\Delta T_{\max}=0,637+0,935sin(\omega t-1,854)$	0,910	21,7
Sandomierz	$\Delta T_{\max}=-0,629+1,032sin(\omega t-1,708)$	0,945	37,6
Siedlce	$\Delta T_{\max}=0,088+1,278sin(\omega t-1,656)$	0,960	53,4
Suwałki	$\Delta T_{\max}=-1,370+1,515sin(\omega t-1,670)$	0,920	24,6
Szczecin Dębie	$\Delta T_{\max}=0,955+0,624sin(\omega t+0,830)$	0,903	20,0
Szczecinek	$\Delta T_{\max}=0,344+0,340sin(\omega t+0,592)$	0,896	18,2
Toruń	$\Delta T_{\max}=0,436+0,832sin(\omega t-1,531)$	0,973	80,1
Warszawa Okęcie	$\Delta T_{\max}=0,370+0,957sin(\omega t-1,665)$	0,966	63,5
Wrocław	$\Delta T_{\max}=1,632+0,179sin(\omega t+0,831)$	0,532	1,8
Zakopane	$\Delta T_{\max}=-1,571+1,470sin(\omega t+1,583)$	0,963	57,9
Zamość	$\Delta T_{\max}=0,429+1,372sin(\omega t-1,616)$	0,941	35,0
Zgorzelec	$\Delta T_{\max}=0,772+0,614sin(\omega t+0,820)$	0,675	3,8
Zielona Góra	$\Delta T_{\max}=0,675+0,277sin(\omega t-0,695)$	0,494	1,4

Tabela 4. Równania sinusoid rocznych zmian różnic minimalnej temperatury powietrza (ΔT_{\min}) między miastami i średnią Polski w latach 1951-1960: t – doba kalendarzowa, $\omega=2\pi/365,25$, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F – test Fishera-Snedecora

Miejscowość	$\Delta T_{\min}=a+b\sin(\omega t+c)$	R	F
Białystok	$\Delta T_{\min} = -0,672 + 0,727\sin(\omega t - 1,791)$	0,809	8,5
Częstochowa	$\Delta T_{\min} = 0,242 + 0,334\sin(\omega t - 0,919)$	0,781	7,0
Elbląg	$\Delta T_{\min} = 0,734 + 0,270\sin(\omega t + 0,288)$	0,787	7,3
Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T_{\min} = 1,225 + 0,734\sin(\omega t + 2,155)$	0,693	4,2
Gorzów Wlkp.	$\Delta T_{\min} = 1,332 + 0,370\sin(\omega t + 0,018)$	0,606	2,6
Jelenia Góra	$\Delta T_{\min} = -1,586 + 0,475\sin(\omega t + 0,665)$	0,766	6,4
Kalisz	$\Delta T_{\min} = 0,549 + 0,315\sin(\omega t - 0,195)$	0,828	9,8
Kielce	$\Delta T_{\min} = -0,398 + 0,501\sin(\omega t - 1,748)$	0,755	6,0
Kołobrzeg	$\Delta T_{\min} = 0,940 + 1,115\sin(\omega t + 1,823)$	0,894	17,9
Kraków	$\Delta T_{\min} = 0,825 + 0,590\sin(\omega t - 0,860)$	0,930	27,7
Lębork	$\Delta T_{\min} = 0,032 + 1,072\sin(\omega t + 1,923)$	0,918	24,2
Lublin	$\Delta T_{\min} = -0,074 + 0,464\sin(\omega t - 1,209)$	0,621	2,8
Łódź Lublinek	$\Delta T_{\min} = 0,200 + 0,190\sin(\omega t - 1,037)$	0,684	4,0
Olsztyn	$\Delta T_{\min} = -0,547 + 0,528\sin(\omega t - 2,814)$	0,943	36,0
Ostrołęka	$\Delta T_{\min} = -0,415 + 0,463\sin(\omega t - 1,752)$	0,790	7,4
Płock	$\Delta T_{\min} = 0,700 + 0,286\sin(\omega t - 1,192)$	0,771	6,6
Poznań Ławica	$\Delta T_{\min} = 0,549 + 0,180\sin(\omega t - 0,071)$	0,576	2,2
Racibórz	$\Delta T_{\min} = 0,640 + 0,467\sin(\omega t + 0,025)$	0,876	14,8
Radom	$\Delta T_{\min} = 0,469 + 0,757\sin(\omega t - 1,715)$	0,957	49,1
Rzeszów	$\Delta T_{\min} = 0,009 + 0,387\sin(\omega t - 1,521)$	0,785	7,2
Sandomierz	$\Delta T_{\min} = 0,544 + 1,060\sin(\omega t - 1,477)$	0,972	76,4
Siedlce	$\Delta T_{\min} = -0,432 + 0,522\sin(\omega t - 1,666)$	0,754	5,9
Suwałki	$\Delta T_{\min} = -0,994 + 1,214\sin(\omega t - 1,996)$	0,878	15,2
Szczecin Dębie	$\Delta T_{\min} = 1,057 + 0,576\sin(\omega t + 1,621)$	0,840	10,8
Szczecinek	$\Delta T_{\min} = 0,041 + 0,568\sin(\omega t + 1,950)$	0,938	32,8
Toruń	$\Delta T_{\min} = -0,191 + 0,060\sin(\omega t - 2,284)$	0,202	0,2
Warszawa Okęcie	$\Delta T_{\min} = 0,410 + 0,595\sin(\omega t - 1,964)$	0,906	20,7
Wrocław	$\Delta T_{\min} = -0,415 + 0,360\sin(\omega t - 0,059)$	0,789	7,4
Zakopane	$\Delta T_{\min} = -3,091 + 0,455\sin(\omega t - 1,307)$	0,610	3,2
Zamość	$\Delta T_{\min} = -0,007 + 0,722\sin(\omega t - 1,237)$	0,933	30,3
Zgorzelec	$\Delta T_{\min} = 0,564 + 0,608\sin(\omega t + 0,986)$	0,920	24,9
Zielona Góra	$\Delta T_{\min} = 1,383 + 0,140\sin(\omega t - 0,650)$	0,318	0,5

Tabela 5. Równania sinusoid rocznych zmian różnic dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) między miastami i średnią. Polski w latach 1951-1960: t – doba kalendarzowa, $\omega=2\pi/365,25$, R – współczynnik korelacji wielokrotnej, F – test Fishera-Snedecora

Miejscowość	$\Delta A = a + b \sin(\omega t + c)$	R	F
Białystok	$\Delta A = 0,277 + 0,873 \sin(\omega t - 1,479)$	0,976	89,9
Częstochowa	$\Delta A = 0,643 + 0,278 \sin(\omega t - 2,825)$	0,611	2,7
Elbląg	$\Delta A = -1,176 + 0,165 \sin(\omega t - 0,334)$	0,444	1,1
Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta A = -1,402 + 0,424 \sin(\omega t + 1,248)$	0,512	1,6
Gorzów Wlkp.	$\Delta A = -0,450 + 0,044 \sin(\omega t - 0,538)$	0,093	0,0
Jelenia Góra	$\Delta A = 2,082 - 0,933 \sin(\omega t + 1,847)$	0,952	43,5
Kalisz	$\Delta A = 0,329 + 0,744 \sin(\omega t - 2,350)$	0,934	32,5
Kielce	$\Delta A = 0,992 + 0,348 \sin(\omega t - 1,426)$	0,561	2,1
Kołobrzeg	$\Delta A = -1,662 + 1,588 \sin(\omega t + 1,764)$	0,903	19,8
Kraków	$\Delta A = 0,385 + 0,355 \sin(\omega t - 3,118)$	0,564	2,1
Lębork	$\Delta A = -0,201 + 0,358 \sin(\omega t - 0,277)$	0,591	2,4
Lublin	$\Delta A = 0,604 + 0,796 \sin(\omega t - 1,976)$	0,904	20,2
Łódź Lublinek	$\Delta A = 0,186 + 0,496 \sin(\omega t - 2,074)$	0,939	33,7
Olsztyn	$\Delta A = 0,058 + 0,781 \sin(\omega t - 0,849)$	0,955	47,0
Ostrołęka	$\Delta A = 0,436 + 0,863 \sin(\omega t - 1,564)$	0,930	29,0
Płock	$\Delta A = 0,111 + 0,637 \sin(\omega t - 1,722)$	0,917	23,7
Poznań Ławica	$\Delta A = 0,326 + 0,526 \sin(\omega t - 1,489)$	0,887	16,6
Racibórz	$\Delta A = -0,876 + 0,405 \sin(\omega t + 2,942)$	0,629	3,0
Radom	$\Delta A = 0,118 + 0,177 \sin(\omega t - 1,977)$	0,572	2,2
Rzeszów	$\Delta A = 0,628 + 0,583 \sin(\omega t - 2,073)$	0,820	9,2
Sandomierz	$\Delta A = 0,084 + 0,243 \sin(\omega t + 3,006)$	0,558	2,0
Siedlce	$\Delta A = 0,519 + 0,756 \sin(\omega t - 1,648)$	0,968	66,2
Suwałki	$\Delta A = -0,325 + 0,326 \sin(\omega t - 0,919)$	0,895	18,1
Szczecin Dębie	$\Delta A = -0,052 + 0,529 \sin(\omega t - 0,383)$	0,852	12,0
Szczecinek	$\Delta A = -0,376 + 0,610 \sin(\omega t - 0,619)$	0,901	19,5
Toruń	$\Delta A = 0,652 + 0,839 \sin(\omega t - 1,468)$	0,927	27,4
Warszawa Okęcie	$\Delta A = -0,400 + 0,427 \sin(\omega t - 2,091)$	0,858	12,6
Wrocław	$\Delta A = 1,217 + 0,284 \sin(\omega t + 2,571)$	0,710	4,6
Zakopane	$\Delta A = 1,520 + 1,915 \sin(\omega t + 1,642)$	0,938	32,9
Zamość	$\Delta A = 0,437 + 0,751 \sin(\omega t - 1,981)$	0,774	6,7
Zgorzelec	$\Delta A = -0,275 + 0,085 \sin(\omega t + 0,982)$	0,204	0,2
Zielona Góra	$\Delta A = -0,708 + 0,138 \sin(\omega t - 0,742)$	0,235	0,3

Tabela 6. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT_{sr}) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951-1960

Miejscowość	ΔT_{sr}	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
Białystok	-0,433	-1,66	1 I	0,80	2 VII
Częstochowa	0,492	0,17	21 IX	0,81	22 III
Elbląg	0,275	0,25	15 XI	0,30	16 V
Gdańsk Wrzeszcz	0,400	-0,50	2 II	1,30	4 VIII
Gorzów Wlkp.	0,908	0,51	5 IX	1,30	7 III
Jelenia Góra	0,400	-1,16	25 VII	0,36	23 I
Kalisz	0,558	0,24	9 XII	0,88	10 VI
Kielce	0,125	-0,49	3 I	0,74	4 VII
Kołobrzeg	0,217	-1,52	14 VI	1,95	14 XII
Kraków	1,308	0,76	9 XII	1,86	10 VI
Lębork	0,142	-0,82	19 VI	1,10	19 XII
Lublin	0,342	-0,49	24 XII	1,18	25 VI
Łódź Lublinek	0,342	-0,10	27 XII	0,79	27 VI
Olsztyn	0,433	-0,86	27 I	-0,01	29 VII
Ostrołęka	0,033	-0,92	26 XII	0,86	27 VI
Płock	0,800	0,17	18 XII	1,44	19 VI
Poznań Ławica	0,750	0,41	30 XI	1,09	1 VI
Racibórz	0,917	0,55	14 IX	1,28	15 III
Radom	0,408	-0,27	3 I	1,09	4 VII
Rzeszów	0,392	-0,21	3 I	1,00	4 VII
Sandomierz	0,442	-0,52	29 XII	1,41	30 VI
Siedlce	-0,133	-1,02	2 I	0,76	3 VII
Suwałki	-1,067	-2,43	21 I	0,31	23 VII
Szczecin Dębie	1,042	0,30	11 VII	1,78	10 I
Szczecinek	-0,117	-0,57	14 VII	0,33	12 I
Toruń	0,308	-0,08	3 I	0,70	5 VII
Warszawa Okęcie	0,517	-0,25	26 XII	1,29	27 VI
Wrocław	1,058	0,79	26 IX	1,32	28 III
Zakopane	-2,342	-2,79	13 VII	-1,90	12 I
Zamość	0,175	-0,78	29 XII	1,14	30 VI
Zgorzelec	0,750	0,14	4 VIII	1,34	2 II
Zielona Góra	0,933	0,64	7 VII	1,22	5 I

Tabela 7. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} maksymalnej temperatury powietrza (ΔT_{max}) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951-1960

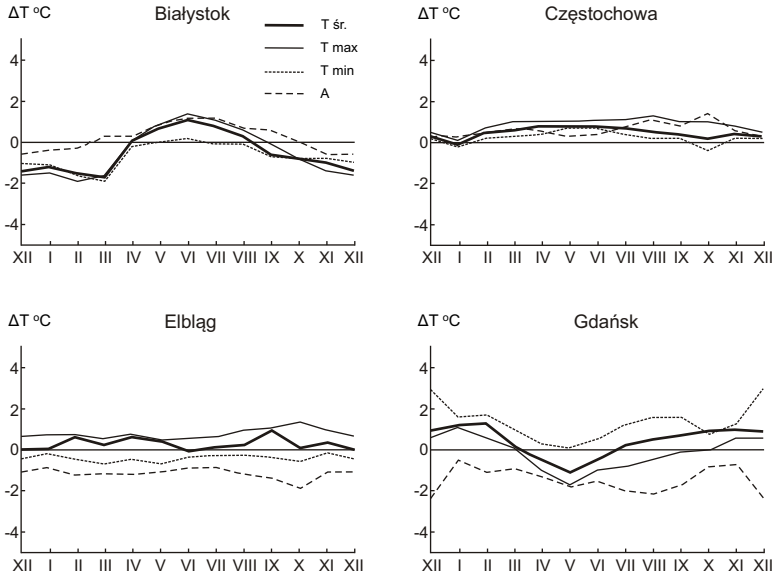
Miejscowość	$(\Delta T_{\text{max}})_{\text{sr}}$	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
Białystok	-0,400	-1,97	3 I	1,18	4 VII
Częstochowa	0,883	0,53	10 I	1,24	12 VII
Elbląg	-0,442	-0,55	10 IV	-0,34	10 X
Gdańsk Wrzeszcz	-0,117	-1,23	16 VI	0,87	16 XII
Gorzów Wlkp.	0,883	0,47	3 X	1,29	3 IV
Jelenia Góra	0,500	-0,70	7 VII	1,70	6 I
Kalisz	0,875	0,25	20 I	1,51	22 VII
Kielce	0,592	-0,24	3 I	1,43	4 VII
Kołobrzeg	-0,717	-3,42	19 VI	1,98	19 XII
Kraków	1,208	0,75	27 XII	1,67	27 VI
Lębork	-0,167	-1,08	30 VI	0,74	29 XII
Lublin	0,525	-0,65	8 I	1,70	9 VII
Łódź Lublinek	0,386	-0,23	14 I	1,00	15 VII
Olsztyn	-0,492	-1,25	29 XII	0,27	30 VI
Ostrołęka	0,017	-1,34	4 I	1,30	5 VII
Płock	0,808	-0,08	30 XII	1,71	1 VII
Poznań Ławica	0,875	0,29	8 XII	1,46	9 VI
Racibórz	1,517	1,40	23 XI	1,63	25 V
Radom	0,583	-0,34	11 I	1,52	13 VII
Rzeszów	0,633	-0,30	17 I	1,57	18 VII
Sandomierz	0,625	-0,40	8 I	1,66	10 VII
Siedlce	0,083	-1, 19	5 I	1,37	7 VII
Suwałki	-1,375	-2,89	6 I	0,15	7 VII
Szczecin Dębnie	0,958	0,33	14 VIII	1,58	12 II
Szczecinek	-0,342	-0,68	27 VIII	0,00	26 II
Toruń	0,433	-0,40	29 XII	1,27	29 VI
Warszawa Okęcie	0,367	-0,59	6 I	1,33	7 VII
Wrocław	1,633	1,45	4 VIII	1,81	12 II
Zakopane	-1,568	-3,04	1 VII	-0,10	31 XII
Zamość	0,425	-0,94	3 I	1,80	4 VII
Zgorzelec	0,755	0,16	14 VIII	1,39	12 II
Zielona Góra	0,675	0,40	10 XI	0,95	12 V

Tabela 8. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} minimalnej temperatury powietrza (ΔT_{min}) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951-1960

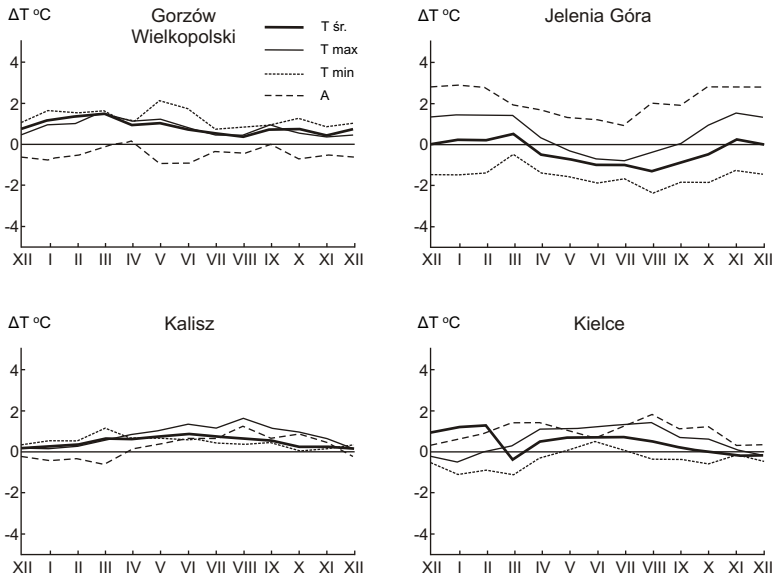
Miejscowość	$(\Delta T_{\text{min}})_{\text{sr}}$	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
Białystok	-0,675	-1,40	13 I	0,06	14 VII
Częstochowa	0,242	-0,09	23 XI	0,58	25 V
Elbląg	0,733	0,46	14 IX	1,00	16 III
Gdańsk Wrzeszcz	1,225	0,49	29 V	1,96	28 XI
Gorzów Wlkp.	1,333	0,96	19 VII	1,70	18 I
Jelenia Góra	-1,583	-2,06	23 VIII	-1,11	22 II
Kalisz	0,550	0,23	12 X	0,86	13 IV
Kielce	-0,400	-0,90	10 I	0,10	12 VII
Kołobrzeg	0,942	-0,18	17 VI	2,06	17 XII
Kraków	0,825	0,24	20 XI	1,42	21 V
Lębork	0,033	-1,04	11 VI	1,10	11 XII
Lublin	-0,075	-0,54	10 XII	0,39	11 VI
Łódź Lublinek	0,200	0,01	30 XI	0,39	1 VI
Olsztyn	-0,550	0,02	13 III	1,08	12 IX
Ostrołęka	-0,417	-0,88	11 I	0,05	12 VII
Płock	0,700	0,41	9 XII	0,99	10 VI
Poznań Ławica	0,550	0,37	5 X	0,73	5 IV
Racibórz	0,642	0,17	29 IX	1,11	31 III
Radom	0,467	-0,29	9 I	1,23	10 VII
Rzeszów	0,008	-0,38	28 XII	0,40	29 VI
Sandomierz	0,542	-0,52	26 XII	1,60	26 VI
Siedlce	-0,433	-0,95	6 I	0,09	7 VII
Suwałki	-1,000	-2,21	25 I	0,22	26 VII
Szczecin Dębnie	1,058	0,48	29 VI	1,63	28 XII
Szczecinek	0,042	-0,53	9 VI	0,61	9 XII
Toruń	-0,192	-0,25	11 II	-0,13	12 VIII
Warszawa Okęcie	0,408	-0,19	23 I	1,01	24 VII
Wrocław	0,417	0,06	4 X	0,78	5 IV
Zakopane	-3,092	-3,55	16 XII	-2,64	16 VI
Zamość	-0,008	-0,73	11 XII	0,72	12 VI
Zgorzelec	0,567	-0,04	5 VIII	1,17	3 II
Zielona Góra	1,383	1,24	17 XI	1,52	9 V

Tabela 9. Różnice skrajne ΔA_{MIN} , ΔA_{MAX} średniej dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951-1960

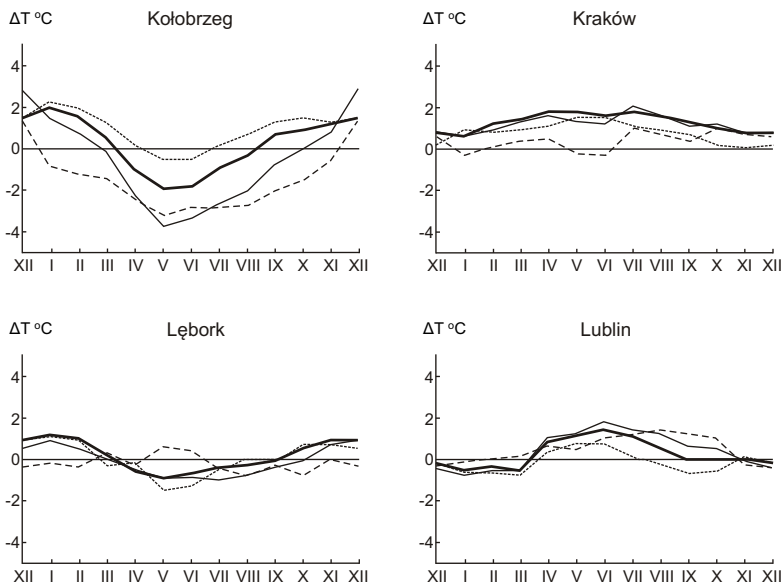
Miejscowość	$(\Delta A)_{\text{sr}}$	ΔA_{MIN}	t_{MIN}	ΔA_{MAX}	t_{MAX}
Białystok	0,275	-0,60	23 XII	1,15	26 VI
Częstochowa	0,642	0,37	14 III	0,92	12 IX
Elbląg	-1,175	-1,34	20 X	-1,01	21 IV
Gdańsk Wrzeszcz	-1,400	-1,83	20 VII	-0,98	19 I
Gorzów Wlkp.	-0,450	-0,49	1 XI	-0,41	3 V
Jelenia Góra	2,083	1,15	15 VI	3,02	15 XII
Kalisz	0,325	-0,42	14 II	1,07	16 VIII
Kielce	0,992	0,64	22 XII	1,34	23 VI
Kołobrzeg	-1,658	-3,25	20 VI	-0,07	20 XII
Kraków	0,383	0,03	31 III	0,74	29 IX
Lębork	-0,200	-0,56	17 X	0,16	17 IV
Lublin	0,183	-0,19	24 I	1,40	25 VII
ŁódźLublinek	0,600	-0,31	29 I	0,68	31 VII
Olsztyn	0,058	-0,72	19 XI	0,84	21 V
Ostrołęka	0,433	-0,43	31 XII	1,30	1 VII
Płock	0,108	-0,53	9 I	0,75	10 VII
Poznań Ławica	0,325	-0,20	26 XII	0,85	27 VI
Racibórz	0,875	0,47	13 IV	1,28	12 X
Radom	0,117	-0,06	24 I	0,30	25 VII
Rzeszów	0,625	0,05	29 I	1,21	31 VII
Sandomierz	0,083	-0,16	9 IV	0,33	9 X
Siedlce	0,517	-0,24	5 I	1,28	6 VII
Suwałki	-0,325	-0,65	23 XI	0,00	25 V
Szczecin Dębnie	-0,050	-0,58	23 X	0,48	24 IV
Szczecinek	-0,375	-0,99	6 XI	0,23	7 V
Toruń	0,650	-0,19	25 XII	1,49	26 VI
Warszawa Okęcie	-0,042	-0,83	30 I	0,03	1 VIII
Wrocław	1,217	0,93	4 V	1,50	3 XI
Zakopane	1,525	-0,40	27 VI	3,44	27 XII
Zamość	0,443	-0,31	24 I	1,19	25 VII
Zgorzelec	0,275	0,19	5 VIII	0,36	3 II
Zielona Góra	0,708	-0,85	13 XI	-0,57	14 V



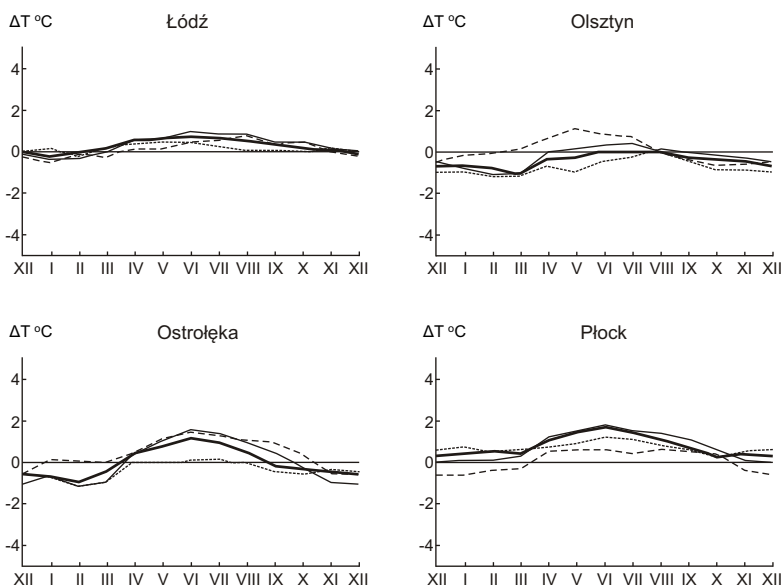
Rysunek 1. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w: Białymstoku, Częstochowie, Elblągu i Gdańsku, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



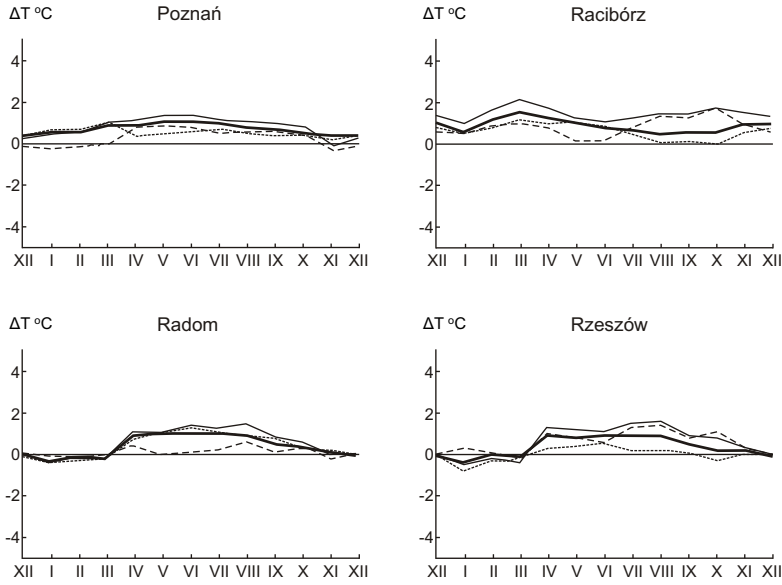
Rysunek 2. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w: Gorzowie wielkopolskim, Jeleniej Górze, Kaliszu i Kielcach, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



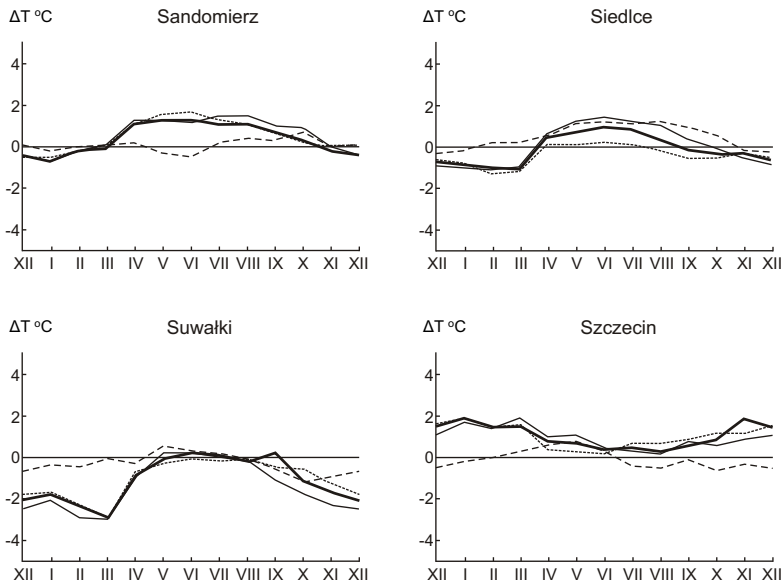
Rysunek 3. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w: Kołobrzegu, Krakowie, Lęborku i Lublinie, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



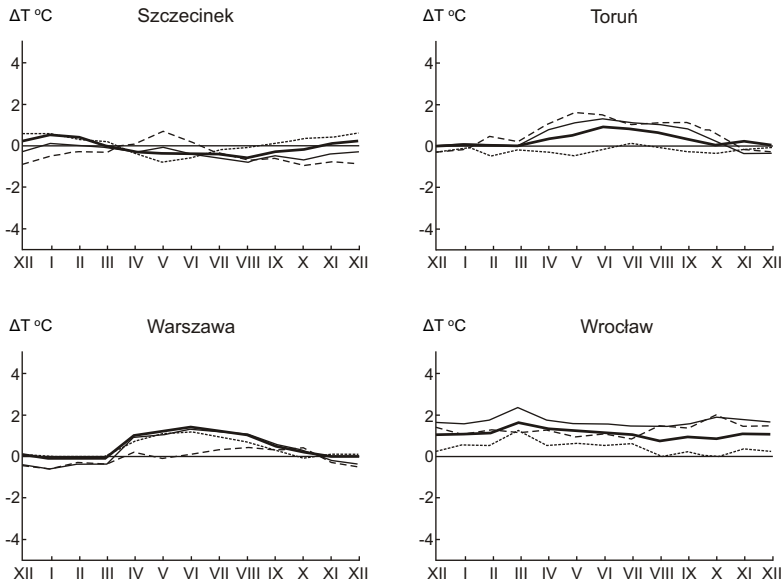
Rysunek 4. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w: Łodzi, Olsztynie, Ostrołęce i Płocku, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



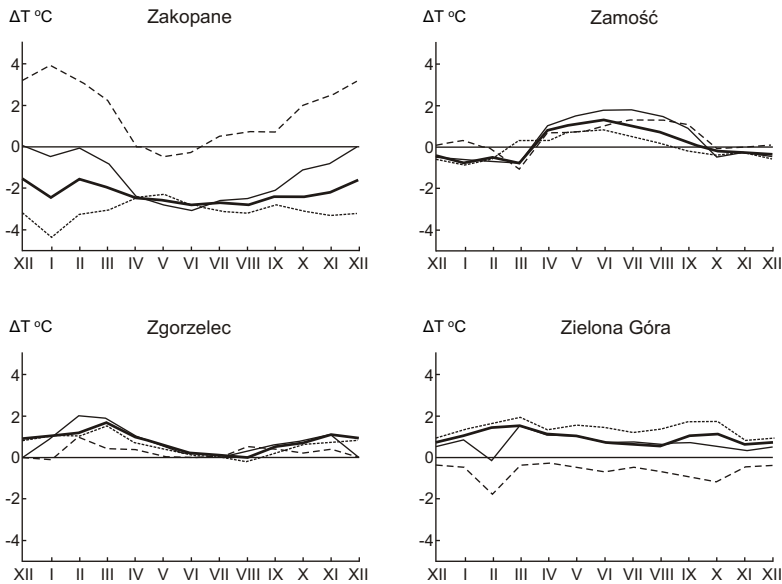
Rysunek 5. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{max} , T_{min} , A) w: Poznaniu, Raciborzu, Radomiu i Rzeszowie, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



Rysunek 6. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{max} , T_{min} , A) w: Sandomierzu, Siedlcach, Suwałkach i Szczecinie, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



Rysunek 7. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{max} , T_{min} , A) w: Szczecinku, Toruniu, Warszawie i Wrocławiu, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960



Rysunek 8. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{max} , T_{min} , A) w: Zakopanem, Zamościu, Zgorzelcu i Zielonej Górze, względem średnich wartości w Polsce w latach 1951-1960

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. IX, Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy, Warszawa 1995 (zmieniony przedruk rozdziału IV)

6.2. Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa

Autor: Iwona CIEŚLA

Opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA,
Jolanta WAWER

Głównym celem pracy jest określenie zakresu deformacji pól elementów klimatologicznych w Polsce przez miasta. Propozycję rozwiązania tego problemu przedstawiono na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, położonego na Nizinie Mazowieckiej, oraz Krakowa – miasta położonego w dolinie Wisły, na terenie o urozmaiconej rzeźbie.

Najpierw dokonano oceny wpływu położenia geograficznego na cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu miast w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa. Z badań przeprowadzonych w różnych skalach przestrzennych wynika, że w kształtowaniu klimatu miast (także największych) dominują czynniki naturalne: szerokość geograficzna – warunkująca strefowość klimatu, odległość od Oceanu Atlantyckiego (ocieplający wpływ mas powietrza w zimie) i wysokość nad poziomem morza. Strefowość klimatu jest głównie deformowana przez Ocean Atlantycki i góry. W miastach nizinnych zachodniej Polski dominuje oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na pola zmiennych meteorologicznych, a we wschodniej Polsce – wpływ ładu Azji. Pola zmiennych meteorologicznych w miastach położonych na południe i północ od pasa nizin są głównie zdeformowane przez wysokość nad poziomem morza. Najbardziej je deformują kotliny śródgórskie w Karpatach i Sudetach, znacznie mniej są deformowane na przedgórzu, co widać w Krakowie (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1995).

Położenie Warszawy i Krakowa na obszarach o odmiennych warunkach morfologicznych oraz wpływy sąsiadujących z miastami krain geograficznych warunkują zmiany elementów klimatologicznych na tle Polski (tab.1-8).

Warszawa wyróżnia się na tle Polski wyższą temperaturą powietrza, szczególnie latem, gdy uwidaczniają się wpływy warunków podłoża (w czerwcu $\Delta T = 1,4^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_{\text{max}} = 1,3^{\circ}\text{C}$ i $\Delta T_{\text{min}} = 1,2^{\circ}\text{C}$), co wpływa na skrócenie okresu przymrozkowego i mroźnego.

Wilgotność powietrza jest w Warszawie mniejsza niż średnia w Polsce ($\Delta f = -7\%$ w czerwcu), a niedosyt wilgotności większy ($\Delta \Delta = -2,0$ hPa w sierpniu). Warszawa wyróżnia się także większym zachmurzeniem ($\Delta N = 0,3$ w styczniu), mniejszą liczbą dni pogodnych ($\Delta L_0 = -1,3$ w październiku) oraz mniejszą liczbę dni z mgłą – ze względu na małą ilość inwersji termicznych ($\Delta L_m = -1,9$ w sierpniu). Kotlina Warszawska, w której położona jest Warszawa, należy do obszarów deficytowych w wodę opadową, dlatego w Warszawie notuje się mniejszą sumę opadów atmosferycznych ($\Delta O = -28$ mm w sierpniu). Równinny teren Kotliny Warszawskiej powoduje swobodny przepływ powietrza w okolicy Warszawy, dlatego obserwuje się tu zwiększoną prędkość wiatru ($\Delta v = 3.5$ m/s w październiku).

Kraków położony w klimatycznym subregionie podkarpackim, w którym przeważają wpływy sąsiednich gór i wyżyn, charakteryzuje się długim i ciepłym latem, a temperatura powietrza jest wyższa niż w Polsce ($\Delta T = 0,9^{\circ}\text{C}$ w maju. $\Delta T_{\text{max}} = 2,1^{\circ}\text{C}$ w sierpniu, $\Delta T_{\text{min}} = 1,5^{\circ}\text{C}$ w maju i w czerwcu).

Wielki wpływ na klimat i jego zróżnicowanie w Krakowie wywiera urozmaicona rzeźba terenu i związane z nią stosunki wodne. Wilgotność względna powietrza podlega dużym wahaniom pod wpływem ekspozycji terenu w stosunku do Słońca i napływu mas powietrza oraz form rzeźby. Ogólnie jest ona większa latem niż zimą ($\Delta f = 3\%$ w czerwcu), natomiast częste zimowe inwersje temperatury w dolinie Wisły powodują spadek wilgotności wraz z wysokością nad poziomem morza, natomiast latem zwiększa się ona wraz z wysokością.

Zachmurzenie w Krakowie nie różni się zbytnio od tego, jakie panuje na innych obszarach Polski, tylko wczesną jesienią jest ono mniejsze niż w Polsce ($\Delta N = -0,5$ w sierpniu). W Krakowie zaobserwowano mniejszą liczbę dni pochmurnych ($\Delta L_{\bullet} = -2,9$ w styczniu), gdyż miasto znajduje się pod wpływem wiatru halnego, który przynosi nad zbocza suche masy powietrza i to nie sprzyja tworzeniu się chmur.

Rzeźba terenu wywiera bardzo silny wpływ na stosunki opadowe Krakowa. Na wypukłych formach terenowych sumy roczne są o około 20% wyższe niż na wklęsłych. Niedobory opadów zdarzają się głównie w dolinie Wisły i na południowym skłonie Wyżyny Małopolskiej, natomiast na północnych stokach Wysoczyzny Krakowskiej niedoborów opadów prawie nie ma. Ogólnie w Krakowie niedobory opadowe występują głównie jesienią ($\Delta O = -13$ mm we wrześniu i grudniu).

Rzeźba terenu wywiera znaczny wpływ na kierunek i prędkość wiatru w Krakowie. Rozkład kierunków wiatru najsilniej modyfikowany jest w układach dolinnych rzeźby, w których główne kierunki wiatru pokrywają się z osią doliny. Typowym przykładem takiej struktury kierunkowej jest dolina Wisły w Krakowie, gdzie dominują kierunki zachodnie i wschodnie. Prędkość wiatru jest w Krakowie także przekształcona przez formy terenu. Kraków odznacza się bardzo wysoką częstością cisz atmosferycznych (19,6%) i wiatrów słabych.

Ze szczegółowych badań warunków klimatycznych w Polsce wynika też znaczny udział czynników antropogenicznych w kształtowaniu klimatu miast. Pomiary elementów meteorologicznych w obrębie miast i na peryferiach umożliwiły rozpoznanie roli powierzchni sztucznych. W Warszawie i w Krakowie, jak też w innych dużych miastach, wykształcił się specyficzny klimat miejski, który można jednoznacznie scharakteryzować.

Pierwszą wyraźną cechą klimatu miasta jest podwyższona temperatura powietrza, określana terminem miejskiej wyspy ciepła (w Warszawie średnia roczna temperatura powietrza jest wyższa o $0,4^{\circ}\text{C}$, a w Krakowie o $0,8^{\circ}\text{C}$ w stosunku do terenów peryferyjnych). Obszar podwyższonej temperatury powietrza składa się z kilku mniejszych obszarów o różnej intensywności miejskiej wyspy ciepła, zależnej między innymi od charakteru zabudowy i zagospodarowania danego terenu. Występowanie miejskiej wyspy ciepła wynika z pochłaniania energii słonecznej przez sztuczne podłoże, a także z emisji ciepła do atmosfery z procesów przemysłowych, energetycznych i komunalnych. Miejska wyspa ciepła występuje w ciągu całego roku, chociaż w lecie jest ona wyraźniejsza na skutek większych zasobów ciepła w mieście. Maksimum częstości miejskiej wyspy ciepła występuje w zabudowie śródmiejskiej, minimum w zabudowie osiedlowej – „otwartej”. Natężenie wyspy ciepła zależy od pory doby i sytuacji pogodowej. Największe natężenie występuje w nocy i w radiacyjnej sytuacji pogodowej.

Opinie na temat wilgotności powietrza w obrębie miasta są podzielone.

M.Stopa-Boryczka (1992) podaje że ujemne różnice wilgotności względnej (Δf) i dodatnie niedosytu wilgotności ($\Delta \Delta$) w Warszawie wskazują na obniżenie wilgotności powietrza w mieście.

J. Lewińska (1991) podaje, że emisja pary wodnej do atmosfery z procesów spalania, słabe przewietrzanie i parowanie z wielokrotnie większej powierzchni miasta w stosunku do terenów pozamiejskich decyduje o większej wilgotności powietrza w Krakowie. Te różne stanowiska mogą mieć swoje uzasadnienie w cechach różniących Warszawę i Kraków. Na wilgotność powietrza znacząco wpływa zagospodarowanie obszaru (charakter zabudowy, zieleń, woda).

Wpływ miasta przejawia się wzrostem zachmurzenia i liczby dni pochmurnych oraz spadkiem liczby dni pogodnych szczególnie w porze letniej, kiedy do dużej zawartości pyłów w atmosferze, sprzyjającej powstawaniu chmur, dołącza się wzmoczona konwekcja. Obecność zanieczyszczeń w powietrzu wielkich miast powoduje zmniejszenie widzialności i wzrost częstości występowania mgieł w ich centrach. Szczególnie w Krakowie, gdzie na przyczyny naturalne, sprzyjające powstawaniu mgieł, nakładają się przyczyny wynikające z urbanizacji, w centrum miasta liczba dni z mgłą jest większa ($\Delta L_m = 5,9$ w lutym).

Zabudowa miejska ma bezpośredni wpływ na kierunek i prędkość wiatru. Stopień modyfikacji kierunku wiatru zależy od rodzaju zabudowy, szerokości i krętości ciągów komunikacyjnych oraz prędkości wiatru. Efekt dynamiczny zabudowy wyraża się osłabieniem prędkości wiatru, które w centrum miasta dochodzi do 30-50%.

Klimat w miastach, jak wykazano w niniejszej pracy, jest wyraźnie przekształcony w stosunku do klimatu naturalnego terenów peryferyjnych i stwarza uciążliwe warunki życia dla mieszkańców terenów zurbanizowanych. Okazuje się, że nie wszystkie miasta mają jednakowo uciążliwe warunki klimatyczne. Odpowiedź tkwi w związku cech klimatu lokalnego – naturalnego i środowiska geograficznego (rzeźba terenu, gleby, prędkość wiatru, temperatura powietrza) z cechami klimatu miejskiego, którego deformacja może być spotęgowana poprzez niektóre właściwości naturalne obszaru. Przykładem wybitnie niekorzystnej lokalizacji dużego miasta jest Kraków. Rozwój miast takich jak Kraków, o wysokiej uciążliwości dla życia i zdrowia mieszkańców, powinien odbywać się pod nadzorem planistów i klimatologów. Przez odpowiedni dobór kształtów ulic, rozkładu osiedli, wysokości budynków oraz miejsca lokalizacji przemysłu można modyfikować niekorzystne zmiany klimatu terenów zabudowanych.

Drogą do poprawy warunków klimatyczno-zdrowotnych miast jest wielofunkcyjna rola zieleni. Zapewnienie funkcji zieleni wymaga uwzględnienia odpowiednio dużych i właściwie zaplanowanych obszarów zieleni niskiej, średniej i wysokiej.

Z przeprowadzonej analizy wynika, że w kształtowaniu klimatu dużych miast (Warszawa, Kraków) dominują czynniki geograficzne – ich położenie geograficzne.

Tabela 1. Różnice zmiennych meteorologicznych między Warszawą a Polską i Krakowem a Polską w latach 1951-1960

Różnice	Warszawa			Kraków		
	Ekstrema		Rok	Ekstrema		Rok
	min.	max.		min.	max.	
ΔT (°C)	-0,1; I, II, III	1,4; VI	0,5	-0,3; I	0,9; V	0,5
ΔT_{\max} (°C)	-0,2; XI	1,3; VI	0,3	0,6; I	2,1; VII	1,2
ΔT_{\min} (°C)	0,0; I	1,2; VI	0,5	0,1; XI	1,5; V, VI	0,9
Δf (%)	-1; I, II, X, XI, XII	-7,0; VI	-3,0	0,0; III, VIII, X	3,0; VI	-0,2
Δe (hPa)	0,0; III, VIII, X	0,7; VI	0,2	0,0; II, XI	1,1; VI	0,4
$\Delta \Delta$ (hPa)	0,0; III, XI, XII	2,0; VII	0,5	0,0; XL XII	0,4; VIII	0,1
ΔN (1-10)	0,0; II, III, X	0,3; I	0,0	0,0; II	-0,5; VIII	-0,1
ΔL_{\odot}	0,0; II	-1,3; X	-0,8	0,1; XI	-1,1; II	-0,2
ΔL_{\bullet}	0,1; XII	-2,0; VI	-0,7	-0,1; V	-2,9; I	-1,0
ΔL_m	-0,3; VI	-1,9; VIII	-0,6	0,3; I, XI	-2,7; II	-0,3
ΔO (mm)	-7,0; XI	-28; VIII	-14,0	1,0; III, IV	-13,0; IX, XII	-3,0
Δv (m/s)	0,4; VIII	3,5; X	1,0	-0,3; III	-0,9; I	-0,6

Tabela 2. Przebieg roczny różnicy średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między Warszawą-Okęcie i Krakowem-Rakowice a Polską w latach 1951-1960

ΔT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Warszawa-Okęcie a Polska	-0,1	-0,1	-0,1	1,0	1,2	1,4	1,2	1,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,5
Kraków-Rakowice a Polska	0,3	0,4	0,6	1,1	0,9	0,7	0,8	0,7	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5

Tabela 3. Przebieg roczny średniej temperatury maksymalnej w latach 1951-1960

T_{\max} (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	0,3	0,3	4,9	11,3	16,9	21,1	22,7	22,2	18,0	12,6	5,8	2,8	11,6
Warszawa-Okęcie	-0,3	-0,1	4,5	12,2	17,9	22,4	23,9	23,3	18,6	12,9	5,6	2,4	11,9
Kraków-Observatorium	0,9	1,2	6,2	12,9	18,2	22,3	24,8	23,8	19,1	13,8	6,6	3,6	12,8

Tabela 4. Przebieg roczny średniej temperatury minimalnej w latach 1951-1960

T_{\min} (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	-5,3	-6,6	-3,2	1,7	6,3	10,3	12,5	11,8	8,0	4,0	0,3	-2,1	3,1
Warszawa-Okęcie	-5,3	-6,7	-3,2	2,4	7,4	11,5	13,4	12,5	8,3	3,9	0,4	-2,0	3,5
Kraków-Observatorium	-4,4	-5,8	-2,3	2,8	7,8	11,8	13,6	12,7	8,7	4,2	0,4	-1,9	0,4

Tabela 5. Średnia dobowa amplituda temperatury powietrza w latach 1951–1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	5,6	6,9	8,1	9,6	10,6	10,8	10,2	10,4	10,0	8,6	5,5	4,9	8,4
Warszawa-Okęcie	5,0	6,6	7,7	9,8	10,5	10,9	10,5	10,8	10,3	9,0	5,2	4,4	8,4
Kraków-Observatorium	5,3	7,0	8,5	10,1	10,4	10,5	11,2	11,1	10,4	9,6	6,2	5,5	8,8

Tabela 6. Przebieg roczny różnic wskaźników wilgotnościowych w latach 1951-1960: A – między Warszawą a Polską, B – między Krakowem a Polską

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$f(\%)$	-1	-1	-4	-6	-6	-7	-5	-5	-2	-1	-1	-1	-3
e (hPa)	0,1	0,3	0,0	0,6	0,4	0,7	0,2	0,0	-0,3	0,0	-0,1	-0,1	0,15
Δ (hPa)	-0,1	-0,1	0,0	0,3	1,0	1,3	2,0	1,2	0,6	0,1	0,0	0,0	0,5
B	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$f(\%)$	-2	-2	0	-1	1	3	-1	0	1	0	-1	-1	-0,2
e (hPa)	-0,1	0,0	0,3	0,5	0,8	1,1	0,7	0,7	0,5	0,2	0,0	-0,1	0,4
Δ (hPa)	0,1	0,2	0,1	0,3	0,4	-0,2	0,3	0,4	-0,3	-0,1	0,0	0,0	0,1

Tabela 7. Przebieg roczny różnic wskaźników opisujących zachmurzenie w latach 1951-1960; A – między Warszawą a Polską, B – między Krakowem a Polską, (N – zachmurzenie w skali 0-10, L_{\odot} – liczba dni pogodnych, L_{\bullet} – liczba dni pochmurnych)

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	0,3	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,0
l_{\odot}	-0,6	0,0	-0,9	-1,1	-0,7	-0,9	-1,0	-0,9	-0,3	-1,3	-1,0	-0,7	-0,8
L_{\bullet}	1,1	-0,4	-0,8	-1,0	-0,6	-2,0	-1,7	-1,3	-1,0	-0,7	0,3	0,1	-0,7
B	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	-0,3	0,0	0,3	-0,2	0,1	0,1	-0,4	-0,5	-0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,1
l_{\odot}	-0,4	-1,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,5	0,2	1,0	0,9	-0,4	0,1	-0,3	-0,1
L_{\bullet}	-2,9	-0,8	1,3	-0,8	-0,1	-0,4	-2,0	-2,0	-0,3	-1,1	-0,8	-U	-1,0

Tabela 8. Przebieg roczny różnic średniej liczby dni z mgłą w latach 1951-1960 A – między Warszawą a Polską, B – między Krakowem a Polską

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	
L_m	A	0,4	0,9	-1,2	-1,0	-1,7	-0,3	-1,7	-1,9	-1,5	-0,8	0,6	0,9	0,6
	B	-0,3	-2,7	-0,4	-0,6	-1,3	-1,0	-1,6	-0,9	0,6	2,5	0,3	2,0	-0,3

VII. ZAKOŃCZENIE

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniami dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne. Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki ($T = a_0 + b \sin(2\pi t/\theta + c)$, gdzie: θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe).

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w styczniu wynoszą one: Warszawa – 8,3 (1,28°C), Kraków – 8,3 (1,38°C), Wrocław – 8,3 (1,50°C), Lwów – 8,3 (1,28°C), Praga – 7,8 (1,52°C), Berlin – 7,7 (1,94°C), Genewa – 8,4 (0,84°C), Wiedeń – 7,8 (1,10°C), Rzym – 7,3 (0,0,76°C), Sztokholm – 6,6 (1,48°C), Kopenhaga – 7,8 (0,62°C), Moskwa – 9,3 lat (1,60°C). W lipcu okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza: Oto okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie w styczniu: Warszawa – 116,1, Kraków – 102,0, Wrocław – 129,0, Lwów – 118,0, Praga – 148,0, Wiedeń – 90,2, Bazylea – 127,2, Kopenhaga – 87,0, Anglia – 95,1, Sztokholm – 97,8, Greenwich – 98,8 lat. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: Warszawa – 102,0, Praga – 117,3, Wiedeń – 94,3, Bazylea – 89,6, Ryga – 115,5, Greenwich – 79,9 lat

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Kraków (lipiec – 179,8), Lwów (lipiec – 158,8), Berlin (styczeń – 236,9, lipiec – 154,4), Kopenhaga (lipiec – 175,2), Anglia środkowa (styczeń – 191,1), Uppsala (styczeń – 193,3), Innsbruck (styczeń – 164,2), Trondheim (styczeń – 207,7 lat).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$ w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – styczeń (1,36 °C/100 lat), lipiec 0,15°C/100 lat), Kraków (1827-1997) – styczeń (1,71°C), lipiec (0,33°C), Lwów (1824-2002) – styczeń (0,53°C), lipiec (0,22°C), Berlin (1769-1990) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,33°C), Genewa (1769-1980) – styczeń (1,23°C), lipiec (0,08°C), Wiedeń (1775-2002) – styczeń (0,84°C), lipiec (0,02°C), Rzym (1811-1969) – styczeń (0,36°C), lipiec (0,08°C), Sztokholm (1756-1994) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,11°C), Kopenhaga (1768-1991) – styczeń (0,94°C), lipiec (0,01°C), Moskwa (1881-2002) – styczeń (3,54°C), lipiec (0,92°C).

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, *NAO*). Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią.

Zmienność wiekową temperatury powietrza w zimie i lecie w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając po 10 najzimniejszych i najłagodniejszych styczniów oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lipców (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni 2003).

Najzimniejsze stycznie w Europie wystąpiły: Warszawa – 1838 (-13,5°C), 1963 (-11,5), Kraków – 1848 (-12,4), 1963 (-10,0), Wrocław – 1803 (-11,9), 1830 (-11,6), 1963 (-10,6), Moskwa – 1893 (-21,7), 1942 (-20,3), Lwów – 1942 (-12,6), 1838 (-12,3), Ryga – 1803 (-17,1), Wilno – 1803 (-19,1°C). Najcieplejsze stycznie wystąpiły: Warszawa – 1796 (3,5), 1983 (3,4), Kraków – 1921 (3,5), Moskwa – 1983 (-4,1), Lwów – 1936 (2,4), Ryga – 1989 (2,5), Wilno – 1989 (1,1).

Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza $y = a_0 + \sum b_j \sin(2\pi t / \Theta_j + c_j)$, gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

W XXIII tomie Atlasu dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z drugiej połowy XX wieku. Dotyczą one podstawowych elementów meteorologicznych: temperatury i wilgotności powietrza, zachmurzenia i opadów atmosferycznych, ciśnienia i prędkości wiatru oraz groźnych zjawisk pogodowych – liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną. Najpierw przedstawiono przebiegi czasowe badanych zjawisk w poszczególnych miesiącach i roku. Tendencje (*A*) zmian określają równania prostych regresji $y = A_0 + At$ oraz wartości współczynnika determinacji R^2 zamieszczone na odpowiednich rysunkach. Tendencje liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 są według testu *t*-Studenta nieistotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 (wartości R^2 są zbliżone do zera). Po prostu przebieg czasowy liczby dni z burzą lepiej opisuje równanie wielomianu 2-go stopnia: $y = 0,020719t^2 - 82,1217t + 81396,83$ – z minimum $y_{\min} = 22,6$ dni w roku 1982. Istotna jest tendencja rosnąca 4,1 dni/10 lat – w przedziale 1982-2000, gdyż równanie prostej $y = 0,4088t - 787,71$ opisuje część paraboli od $y_{\min} = 22,6$ (w 1982 r.) do $y_{\max} = 29,4$ dni (w 2000 r.).

Interesujące są widma, charakteryzujące okresowość tych groźnych zjawisk pogodowych. Największą amplitudą cechują się cykle liczby dni z burzą o okresach 5,7- ($R = 0,43$) i 3,7-letni ($R = 0,49$):

$$y = 26,1 + 3,453 \cdot \sin(2\pi t / 5,7 + 0,4498), \text{ (Warszawa)}$$

$$y = 28,3 + 2,941 \cdot \sin(2\pi t / 3,7 - 3,062), \text{ (Kraków)}$$

Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie wyróżnia się taką samą okresowością 8,6-letnią ($R = 0,48$, $R = 0,48$):

$$y = 53,8 + 14,105 \cdot \sin(2\pi t / 8,6 + 1,5555), \text{ (Warszawa)}$$

$$y=61,7+13,034\cdot\sin(2\pi t/8,6+1,4709), \text{ (Kraków)}$$

Okresowość liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm opisują równania sinusoid regresji ($R=0,45$, $R=0,50$):

$$y=12,2+2,684\cdot\sin(2\pi t/7,6-1,8624), \text{ (Warszawa)}$$

$$y=17,2+3,178\cdot\sin(2\pi t/10,2+2,5206), \text{ (Kraków)}$$

Istotne znaczenie poznawcze i praktyczne ma porównanie empirycznych histogramów i dystrybuant z rozkładem teoretycznym (normalnym). Na ogół empiryczne rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną, dotyczące roku, są zbliżone do rozkładu normalnego (wg testu Kołmogorowa-Smirnowa $+D_n = \max|F_{\text{emp}} - F_{\text{teor}}|$ na poziomie 0,05). Upoważnia to do wyznaczania prawdopodobieństwa przekroczenia wartości progowych np. $\bar{x}+s$, $\bar{x}+2s$, $\bar{x}+3s$, które wynoszą 16,0 %, 2,3 %, 0,14 % (\bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe). W przypadku liczby dni z burzą w ciągu roku w Warszawie: $\bar{x}=26,1$ dni, $s=5,2$ dni.

Z kilkunastu prac dyplomowych dotyczących cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski przedstawiono najważniejsze wyniki badań, w odniesieniu do literatury klimatologicznej. Każdy problem badawczy scharakteryzowano, wybierając przykładowo po dwie prace magisterskie:

Długookresowe zmiany klimatu miast Polski

Zagadnienie to najlepiej przedstawiono w pracach magisterskich: *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie* (Tomasik 1990), *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca* (Duma 1999).

Według Tomasik, w przebiegach wiekowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie 1813-1979, we wszystkich przedziałach czasowych (tj. sezonach, półroczach i roku) można wyróżnić okresy, w których wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszył przyrost wartości drugiego, a spadkowi jednego – obniżenie wartości drugiego.

Przedstawione powyżej związki występują w latach skrajnych badanego wielolecia jak również na przełomie XIX i XX wieku. Należy podkreślić, iż długość tych przedziałów czasu jest różna w zależności od pory roku, półrocza i roku.

W sezonach zimowym i jesiennym oraz w półroczu i roku zarówno temperatura jak też opad wykazują tendencję wzrostową w badanym wieloleciu. Przyrosty temperatury odpowiednio wynoszą: 2,3; 1,0; 1,9; 1,2°C, natomiast opadu: 18,0; 11,4; 23,0; 19,0 mm.

W przebiegu rocznym w XIX wieku wzrostowi temperatury w czasie odpowiada spadek sum opadu. W wieku XX spadkowi temperatury towarzyszy wzrost sum opadów. Wartości ekstremalne niektórych cykli (sinusoid) temperatury i opadów przypadają prawie na te same lata. I tak np. w sezonie letnim maksimum cyklu 81-letniego temperatury i 6-letniego opadu przypada na ten sam rok tj. 1816. Należy zaznaczyć, że poszczególne cykle temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są zbliżone do pojedynczych cykli aktywności Słońca obejmujących: 5; 11,1; 17; 21,4; 25; 29; 33; 45; 56; 95; 180 lat.

Według Dumy, podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej (ponad 1000 *DVI*), pył wulkaniczny zawarty w atmosferze wpływa na średnią roczną temperaturę powietrza

w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, a także w Anglii środkowej. Długie serie pomiarowe w Polsce (Warszawa – 1780-1990, Kraków – 1827-1990, Wrocław – 1852-1980) oraz w Anglii środkowej (1659-1973) pozwoliły na wyznaczenie czterech okresów (w Polsce) oraz siedmiu (w Anglii środkowej), w których wystąpiło ochłodzenie po erupcjach wulkanicznych. Największy spadek temperatury powietrza w Krakowie (o 3,6°C) wystąpił w drugiej połowie lat 30-tych XIX wieku, a w Warszawie (o 2,6°C) – w zimie, po erupcji wulkanu Coseguina w 1835 roku. Natomiast największy spadek temperatury powietrza w Anglii środkowej (o 2,5°C), wystąpił także w zimie, po erupcji wulkanu Ghaie w 1878 roku.

O wpływie aktywności Słońca i pyłów wulkanicznych na klimat w Polsce, świadczy rozległe maksimum (około 1830 roku) wskaźnika DVI w cyklu 200-letnim i głębokie minimum aktywności Słońca (około 1815 roku) w cyklu 100-letnim. Przypadają one w pobliżu minimów temperatury powietrza w Warszawie w cyklach 100- i 200-letnim – około 1815 i około 1830. Wyniki badań świadczą o znaczącym wpływie zapylenia atmosfery w wyniku wzmożonej aktywności wulkanicznej na klimat -jego ochłodzenie na początku XIX wieku.

Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski

O wpływie Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę powietrza w Polsce i o samej cyrkulacji atmosferycznej nad Polską informują prace pt.

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (Gołdowska 2007), *Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego* (Cebula 2005)

Oscylacja Północnoatlantycka charakteryzuje się okresowością o długościach: 2,4- 3,3; 3,6- 6,6; 7,3- 10,0; 10,5- 12,5; 13,1- 15,5; 16,6- 45,5; 67,6- 136,5 lat. Zbliżoną cykliczność wyznaczono na podstawie nieco dłuższych serii pomiarowych temperatury powietrza badanych miastach: Kraków(1826-1997), Warszawa (1779-2006), Wrocław (1792-2006). Temperatura powietrza zarówno w Krakowie jak i w Warszawie i Wrocławiu jest najsilniej skorelowana ze wskaźnikiem *NAO* w chłodnej porze roku – od listopada do marca, a najmniej od czerwca do sierpnia. (szczególnie w styczniu). Współczynnik korelacji temperatury powietrza ze wskaźnikiem *NAO* jest największy w styczniu: $r=0,62$ – Wrocław, $r=0,56$ – Warszawa, $r=0,52$ – Kraków.

Na podstawie dwóch całkowicie różnych metodycznie klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein i Lityńskiego w latach 1951- 1990 porównano (typy Lityńskiego (TC_L) z odpowiednimi typami Osuchowskiej-Klein (TC_{OK}). Za podstawę przyjęto klasyfikację Osuchowskiej-Klein, ze względu na mniejszą liczbę typów, jak też istniejący kalendarz codziennych wartości od 1901 r. – czyli za okres 90 lat. W dniach z cyrkulacją południową B, prawie z taką samą częstością występują TC_L cyklonalne.

Wyjątek stanowią dni z typem CB, w których częściej pojawiają się TC_L cyklonalne N (15,4%), niż W (10,5%), Wyjątek ten wynika prawdopodobnie stąd, że w klasyfikacji Osuchowskiej-Klein nie ma wydzielonych typów z kierunku północnego.

Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski

Promieniowanie słoneczne w Belsku w latach 1981-1990 i zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku charakteryzują wyniki badań przedstawione w pracach magisterskich:

Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (Bogdan 1997) i *Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku* (Szaniawski 2005)

Największym promieniowaniem całkowitym w badanym 10-leciu wyróżniał się czerwiec 1986 roku: suma miesięczna – 67,3 kJcm⁻², (suma dobową 2242 Jcm⁻²) Najmniejszym zarówno promieniowaniem, jak i usłonecznieniem odznaczał się grudzień 1982 roku: 7,6 godzin ze słońcem, tj. 0,2 godz./dzień oraz sumą miesięczną 3,6 kJcm⁻² (suma dobową 15 Jcm⁻²). Zakres zmian sum miesięcznych był większy w miesiącach półrocza ciepłego niż chłodnego. Największą sumę dobową promieniowania całkowitego 3050 Jcm⁻² zmierzono w dniu 22 VI 1983, a najmniejszą – wynoszącą zaledwie 21 Jcm⁻² – 18 XII 1982, Związek sum całkowitego promieniowania słonecznego z usłonecznieniem rzeczywistym jest bardzo silny. Współczynnik korelacji sum rocznych wyniósł $r=0,77$. Zauważono znaczne silniejszy związek ich sum miesięcznych w lecie niż w zimie. Znacznie silniejszą zależność wykazywały też sumy dobowe, sięgającą nawet $r=0,98$ w czerwcu 1983 roku, niż sumy miesięczne czy sezonowe. Zależność sum całkowitego promieniowania słonecznego od usłonecznienia rzeczywistego określają w przybliżeniu proste regresji, których współczynniki zmieniają się w ciągu roku.

Celem kolejnej pracy jest określenie zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku oraz ich uwarunkowań cyrkulacyjnych. Największy (istotny statystycznie na poziomie 0,01) wzrost temperatury (1,1°C/50 lat) stwierdzono w północno-zachodniej Polsce, najmniejszy (0,7°C/50 lat), nieistotny statystycznie, zaś w środkowej i północno-wschodniej części kraju. Latem (przede wszystkim w czerwcu) oraz jesienią w latach 1951-2000 wystąpił nieznaczny spadek temperatury – w środkowej i północno-wschodniej Polsce.

W przebiegu temperatury powietrza na obszarze Polski wystąpiło kilka istotnych składowych cyklicznych. Potwierdzono m.in. dominację ok. 8-letniego cyklu temperatury (wyjaśniającego do 30% jej wariacji). Jest on synchroniczny na obszarze Polski – data pierwszego maksimum przypada około roku 1959. Cykl ten jest nieco słabszy w północno-wschodniej części kraju (istotny jest on dopiero od końca lat 60). Składowe okresowe: 8- i 5,5-letnia dominują zimą i wiosną, a jesienią najważniejszy jest cykl 4,6-letni. Latem największy procent zmienności temperatury wyjaśniają cykle krótkie (najczęściej 2 lub 3-4-letnie).

Stwierdzono silną zależność temperatury powietrza od prędkości wiatru geostroficznego, szczególnie od jego składowej zachodniej i od wskaźnika *NAO*. Wzrost średniej rocznej temperatury powietrza od końca lat 80. może wynikać z nasilenia przenosu zachodniego, szczególnie w sezonie zimowym. Związek temperatury z prędkością wiatru geostroficznego i wskaźnikiem *NAO* różni się znacznie pod względem siły w poszczególnych porach roku oraz w zależności od regionu Polski. Korelacja średniej rocznej temperatury powietrza (dodatnia) z prędkością wiatru geostroficznego (ze składową zachodnią i wypadkową prędkością) i wskaźnikiem *NAO* jest największa na północno-zachodzie kraju.

Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski

Cechy wilgotnościowe i nefologiczne w Polsce przedstawiają kolejne prace pt. *Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995* (Maciejak 2005) i *Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce* (Zienowicz 2006).

Z przeprowadzonych badań ciśnienia pary wodnej w powietrzu wynika, że na wyżynach i w kotlinach podkarpackich, zaznacza się nieznaczna ujemna tendencja jesienią (Kielce i Kraków: $-0,12$ hPa/ 10 lat) oraz dodatnia w pozostałych porach roku i średnio w roku. W poszczególnych miesiącach zmiany też są niewielkie, na ogół rosnące. Spadki wilgotności występują w pojedynczych miesiącach zimowych, wiosennych i jesiennych (Kielce: II, V, X, XI; Kraków: II, V, VI, X, XI).

Widma zmian ciśnienia pary wodnej zawierają zbliżoną liczbę cykli w Kielcach i Krakowie. Największe wahania ciśnienia pary wodnej (największe amplitudy) występują latem i zimą, a najmniejsze – średnio w roku. Znacznie częściej istotne statystycznie są cykle w Kielcach. Ciśnienie pary wodnej w Polsce ulega cyklicznym i zmianom o znacznych amplitudach. Cykle 7,1-8,0 letnie jesienią, zimą i średnio w roku, a także latem w Kielcach były silnie zdeterminowane ($R=0,623$; jesień – Kielce) i istotne statystycznie na poziomie 5% lub 10%. Ich amplituda wahań wyniosła około 0,9 hPa. Cykle o takiej długości należą do najbardziej istotnych statystycznie. W najdłuższych cyklach ponad 11,1 letnich amplituda ciśnienia pary wodnej wynosi od 0,08 hPa (rok – Kraków) do 0,82 hPa (zima – Kraków). Najsilniejsze cykle występują zimą, a najsłabsze średnio w roku. Cykle zimowe cechuje wysoka istotność statystyczna, a współczynniki korelacji oscylują w granicach 0,5 (Kraków $R=0,537$, Kielce $R=0,480$). Wśród długich cykli dość często występują cykle około 16-to letnie (jesień, zima). Natomiast średnio w roku w obu miastach występują cykle około 14-to letnie.

W drugiej pracy zbadano cykliczność i tendencje zmian zachmurzenia w Polsce w latach 1966-1995 na przykładzie Warszawy i Krakowa. Charakter przebiegu tendencji zmian w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 w skali roku był bardzo podobny, znacznie większe różnice wystąpiły w tendencjach sezonowych. W analizowanym okresie roczne wartości zarówno na stacji Warszawa – Okęcie jak i Kraków-Balice charakteryzowały się tendencją malejącą. W Warszawie jak i w Krakowie zachmurzenie maleje przy czym w Warszawie – o 1,22% /10 lat, a w Krakowie – o 1,03% /10 lat. W ciągach czasowych średnich miesięcznych wartości ciśnienia wykryto pięć cykli: 2,2-2,9 lat, 3,0-4,8 lat, 5,0-6,8 lat, 7,2-9,9 lat oraz 10,5-25,5 lat.

Stan aerosanitarny miast w Polsce

Wpływ warunków meteorologicznych na zanieczyszczenia powietrza w Warszawie i Krakowie charakteryzują kolejne prace magisterskie: *Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)* (Wicher Vel Wichrowska 2000), *Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy* (Kielmer 2004)

W pracach określono wpływ kierunku i prędkości wiatru, wilgotności względnej powietrza i opadów atmosferycznych na zmianę stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie i Warszawie. Stężenie siarki w latach 1993-1997 było większe w Krakowie niż w Warszawie. Średnie stężenie SO_2 w całym pięcioleciu w Krakowie

wyniosło $43,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a w Warszawie $28,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W obu miastach porą roku o najmniejszym stężeniu SO_2 było lato, a porą roku o największym stężeniu SO_2 była zima. Najmniejsze różnice w średnim stężeniu SO_2 między Krakowem a Warszawą były latem, a największe zimą. Stężenie SO_2 charakteryzowało się podobną, dużą zmiennością roczną i niewielką zmiennością tygodniową. Średnie stężenie dwutlenku azotu w latach 1993-1997 w Krakowie ($36,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i w Warszawie ($37,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) było zbliżone. Porą roku o najmniejszym stężeniu NO_2 w obu miastach było lato, a porą roku o największym stężeniu NO_2 była: w Krakowie – zima, a w Warszawie – jesień. Stężenie NO_2 charakteryzowało się niewielką zmiennością roczną, natomiast dużą zmiennością tygodniową. Wpływ kierunku wiatru na stężenie SO_2 i NO_2 określono przez liczbę dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a NO_2 – do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie występuje przy wietrze północno-zachodnim, a tylko jesienią przy wietrze południowo-wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 do $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy wietrze północnym, północno-wschodnim i wschodnim. W Krakowie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, występuje przy wietrze północno-wschodnim i wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO_2 powyżej $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. Największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Krakowie był przy wietrze północno-wschodnim i zachodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 do $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. W Krakowie i w Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO_2 powyżej $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ występuje przeważnie przy wietrze południowo-wschodnim, południowym i południowo-zachodnim.

Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Polsce przez czynniki naturalne i antropogeniczne

Cechy klimatu miasta nizinnego i położonego w kotlinie podgórskiej w odniesieniu do średnich z całego obszaru Polski przedstawiono w pracy magisterskiej pt. *Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* (Cieśla 1997).

Warszawa wyróżnia się na tle Polski wyższą temperaturą powietrza, szczególnie latem, gdy uwidaczniają się wpływy warunków podłoża (w czerwcu $\Delta T = 1,4^\circ\text{C}$, $\Delta T_{\text{max}} = 1,3^\circ\text{C}$ i $\Delta T_{\text{min}} = 1,2^\circ\text{C}$), co wpływa na skrócenie okresu przymrozkowego i mroźnego. Wilgotność powietrza jest w Warszawie mniejsza niż średnia w Polsce ($\Delta f = -7\%$ w czerwcu), a niedosyt wilgotności większy ($\Delta \Delta = 2,0 \text{ hPa}$ w sierpniu). Warszawa wyróżnia się także większym zachmurzeniem ($\Delta N = 0,3$ w styczniu), mniejszą liczbą dni pogodnych ($\Delta L_{\text{O}} = -1,3$ w październiku) oraz mniejszą liczbę dni z mgłą – ze względu na małą ilość inwersji termicznych ($\Delta L_{\text{m}} = -1,9$ w sierpniu). Kotlina Warszawska, w której położona jest Warszawa, należy do obszarów deficytowych w wodę opadową, dlatego w Warszawie notuje się mniejszą sumę opadów atmosferycznych ($\Delta O = -28 \text{ mm}$ w sierpniu). Równinny teren Kotliny Warszawskiej powoduje swobodny przepływ powietrza w okolicy Warszawy, dlatego obserwuje się tu zwiększoną prędkość wiatru ($\Delta v = 3.5 \text{ m/s}$ w październiku).

Kraków położony w klimatycznym subregionie podkarpackim, w którym przeważają wpływy sąsiednich gór i wyżyn, charakteryzuje się długim i ciepłym latem, a temperatura powietrza jest wyższa niż w Polsce ($\Delta T=0,9^{\circ}\text{C}$ w maju. $\Delta T_{\text{max}}=2,1^{\circ}\text{C}$ w sierpniu, $\Delta T_{\text{min}}=1,5^{\circ}\text{C}$ w maju i w czerwcu).

Wilgotność względna powietrza podlega dużym wahaniom pod wpływem ekspozycji terenu w stosunku do Słońca i napływu mas powietrza oraz form rzeźby. Ogólnie jest ona większa latem niż zimą ($\Delta f=3\%$ w czerwcu), natomiast częste zimowe inwersje temperatury w dolinie Wisły powodują spadek wilgotności wraz z wysokością nad poziomem morza, natomiast latem zwiększa się ona wraz z wysokością. Zachmurzenie w Krakowie nie różni się zbyt wiele od średniego na obszarze Polski, tylko wczesną jesienią jest ono mniejsze niż w Polsce ($\Delta N=-0,5$ w sierpniu). W Krakowie zaobserwowano mniejszą liczbę dni pochmurnych ($\Delta L_{\bullet}=-2,9$ w styczniu), gdyż miasto znajduje się pod wpływem wiatru halnego, który przynosi nad zbocza suche masy powietrza, nie sprzyjające tworzeniu się chmur. Rzeźba terenu wywiera bardzo silny wpływ na opady atmosferyczne w Krakowie. Na wypukłych formach terenowych sumy roczne są o około 20% wyższe niż na wklęsłych. Niedobory opadów zdarzają się głównie na dnie doliny Wisły i na południowym skłonie Wyżyny Małopolskiej, natomiast na północnych stokach Wysoczyzny Krakowskiej niedoborów opadów prawie nie ma. Ogólnie w Krakowie niedobory opadowe występują głównie jesienią ($\Delta O=-13$ mm we wrześniu i grudniu). Rzeźba terenu ma duży wpływ na kierunek i prędkość wiatru w Krakowie. Rozkład kierunków wiatru najsilniej modyfikowany jest w dolinach rzecznych. Typowym przykładem jest dolina Wisły w Krakowie, gdzie dominują kierunki zachodnie i wschodnie. Kraków odznacza się bardzo wysoką częstością cisz atmosferycznych (19,6%) i wiatrów słabych.

VIII. LITERATURA

- Bernes C., 2003, *A Warmer World. The Greenhouse Effect and Climate Change*, Monitor 18, Swedish Environmental Protection Agency, SWE CLIM.
- 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*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., 1998, *Postęp badań współczesnych wahań klimatu w drugiej połowie XX wieku*, Prace i Studia Geograficzne, t. 22, Wyd. WGSR UW, Warszawa.
- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie DIALOG, Warszawa.
- Boryczka J., 2001, *Postęp badań przyczyn zmian klimatu Ziemi w drugiej połowie XX wieku*, Prace i Studia Geograficzne, t. 28, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 1984, *The multiperiodical changes of air temperature in Warsaw*, Miscellanea Geographica, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., 2002, *The Progress in the Study of the Causes of the Climate Changes on the Earth. The Beginnings of the Research on the Periodical Climate Changes*, Miscellanea Geographica, vol. 10, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2000, *Zmiany klimatu Polski w XVIII-XXI wieku*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXI – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 106, Toruń.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VII, *Zmiany wiekowe klimatu Polski*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1997, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. X, *Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1998, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XI, *Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wągrowaska M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XII, *Ocieplenia i ochłodzenia klimatu miast w Europie*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XIII, *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XIV, *Prognozy zmian klimatu Warszawy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XV, *Prognozy zmian klimatu miast Europy*, Wyd. UW, Warszawa.

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XVI, *Prognozy zmian klimatu Polski*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XVII, *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XVIII, *Groźne zjawiska pogodowe w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, *Cykliczne wahania temperatury i opadów w Polsce w XIX-XXI wieku*, [w]: *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XVIII
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, *Zmiany okresowe i tendencje niektórych zjawisk pogodowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa*, [w]: *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XVIII
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Pietras K., Bijak S., Błażek E., Skrzypczuk J., 2005, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XIX, *Cechy termiczne klimatu Europy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Wicik B., 1994, *Record of holocene climatic cycles in lake sediments in Central Poland*, *Miscellanea Geographica*, nr 6.
- Briffa K., Cook E., 1990, *Methods of response function analysis* [W:] Cook E., Kairiukstis L. (red.) *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*, IASA, Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Brückner E., 1890, *Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit*, *Geogr. Abh.*, H. 4/2, Wien.
- Budyko M.I., 1971, *Klimat i żizn*, Gidromieteoizdat, Leningrad.
- Budyko M.I., 1974, *Izmienienija klimata*, Gidromieteoizdat, Leningrad.
- Budyko M.I., Piwowarowa Z.I., 1967, *Wlijanije wulkanicznych izwierzenij na prichodiaszczuju k powierchnosti Ziemli sohniecznuju radiacju*, *Mieteorologija i Gidrologija*, nr 10.
- Cebulski R., 2007, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów atmosferycznych i stanów wody rzeki górskiej*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Cedro A., 2007, *Rola wskaźnika NAO w kształtowaniu przyrostów rocznych sosny zwyczajnej*, [W:] *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych* (red. Piotrowicz K., Twardzosh R.), IGI GP UJ, Kraków.
- Charvatova I., Strestik J., 1994, *Udział długofalowych naturalnych zmian w obecnym ociepleniu globalnym (w): Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce*, Materiały Międzynarodowej Konferencji, Szczecin 31 V - 1 VI 1993.
- Chromow S.P., 1969, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Climatological Normals (CLINO) for Climate and Climate Ship Stations for the Period 1931-1960*, 1962, 1971, WMO, TP 117.
- Cropper J.P., 1979, *Tree-rings skeleton plotting by computer*, *Tree-Ring Bulletin* 39.

- Flohn H., 1985, *Climatic prospects in the case of extended CO₂ – induced warming*, Meteor. Zeit., H. 1.
- Fritts H.C., 1976, *Tree Rings and Climate*, Academic Press, London.
- Girs A.A., 1974, *Solnieczno-atmosferyjne swiazi i ich rol w dolgosrocznych gidromietie orologiczeskich prognozach*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Grabowska K. 2002, *Burze w Polsce i ich uwarunkowania (1951-1990)*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Groveman B.S., Landsberg H.E., 1979, *Simulated Northern Hemisphere Temperature Departures 1579-1980*, Geophys. Res. Let., 6, s. 767-769.
- Haurwitz B., 1946, *Relation between solar activity and the lower atmosphere*, Trans. Am. Geoph. Union, XXVII.
- Hurrell J., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation*, Science, 269, s. 676-679.
- Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC-1990, IPCC-1995, WMO.*
- Johnsen S.J., Dansgaard W., Clausen H. B., Longway C. C., 1970, *Climatic oscillations 1200-2000 A.D.*, Nature, nr 227, London.
- 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.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geogr. PAN, Nr 33
- Kicińska B., 1999, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, 2008 Materiały Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, Warszawa.
- Kondratiew K.J., Nikolski G.A., 1970, *Solar radiation and solar activity*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., no 96.
- Kossowska. U., 1970, *Osobliwości klimatu wielkomięjskiego na przykładzie Warszawy*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Kożuchowski K., Wibig J. 1988, *Kontynentalizm pluwialny w Polsce, zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie*. Acta Geographica Lodziensie, nr 55.
- Kożuchowski K., 1989, *Makrotypy cyrkulacji atmosferycznej a temperatura powietrza w Polsce*, Przeg. Geofiz., R. XXXIV, z. 4.
- Kożuchowski K. (red.), 1990, *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź.
- Kożuchowski K., Stolarczuk, Wibig J., 1994, *Wskaźniki cyrkulacji atmosferycznej na poziomie 500 hPa nad Polską i południowym Bałtykiem w latach 1951-1990 (w): Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych*, Rozprawy i Studia Uniw. Szczecin., (226) 152.
- Lamb H.H., 1974, *Climatic history and future Climate, present, past and future*, vol. 2, London, Methnen.
- Lamb H.H., 1977, *Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of meteorological*, Philosoph. Transactions Roy. Soc., ser. A, No 226.

- Landsberg H.E., 1979, *Climatic fluctuation*, Mc Graw Hill Yearbook Science and Technology, Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Landsberg H.E., 1980, *Variable solar emission, the „Maunder Minimum” and climatic temperature fluctuation*, Arch. Meteor. Geoph. Bioclimat., ser. B, vol. 28.
- Lockwood J. G., 1984, *Procesy klimatotwórcze*, PWN, Warszawa.
- Lorenc H., 1994, *Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych*, Mat. Bad. IMGW, Meteorologia, 19.
- Lorenc H., 2000, *Studia nad 202-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*, Mat. Bad. IMGW, Meteorologia, 31.
- Malcher J., Schönwiese Ch.D., 1987, *Homogeneity, spatial correlation and spectral variance analysis of long European and North American air temperature records*, Theor. Appl. Climat., 38.
- Manley G., 1974, *Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., no 100.
- 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., 2001, *Długoterminowa prognoza warunków termicznych okresu zimowego w Polsce, Postęp badań zmian klimatu i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka*, Wyd. WGSR UW, Warszawa.
- Michalska A., 1998, *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Milankovich M., 1930, *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*
- Morlet J., 1983, *Sampling theory and wave propagation*, NATO ASI Series, FI Springer.
- Neuwirth B., Schweingruber F.H., Winiger M., 2007, *Spatial patterns of central European pointer years from 1901 to 1971*, Dendrochronologia 24.
- Osborn T.J., Briffa K.R., Tett S.F.B., Jones P.D., Trigo R.M., 1999, *Evaluation of the North Atlantic Oscillation as stimulated by a coupled climate model*, Climate Dynamics.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991, *Klimat*, [W:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski środowisko przyrodnicze*, PWN Warszawa.
- Petite J.R., Jouzel J., Reynaud D. et. al., *Climate and Atmospheric History of the Past 420 000 Years from the Vostoc Ice Core*, Antarctica, Nature 399.
- Przybylak R., Wójcik G., Majorowicz J., 2001, *Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce w okresie XVI-XX wieku*, Prace i Studia Geograficzne, t. 29, WGSR UW, Warszawa.
- Rakipowa L.R., 1960, *O wozdziejstwie solniecznoj aktiwnosci na obszczuju cirkulaciju atmosfieri*, Astronom. sbornik, III i IV.
- Reznikow A.P., 1982, *Priedsказаниje jestiestwiennyh processow obuczajuszcziesja sistiemoj*, Nowosybirsk.
- Rogers J.C., 1984, *A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation*, (w:) H. Van Loon

- (red.), *Studies in Climate*, NCAR Technical Note, February 1984, Boulder, Colorado, s. 208-241.
- Sazonow B.I., Malkentin E.K., 1994, *Znaczny wzrost temperatur zimowych w Europie Północnej (1989-1993)*, Rozprawy i Studia Uniw. Szczecin., (226) 152.
- Schönwiese Ch.D., 1983, *Spectral auto-variance, cross variance and coherence analysis of long air temperature series*. (w): II Inter. Meeting of Statistical Climatology, Lisboa.
- Schönwiese Ch.D., 1992, *Klima im Wandel*, Tatsachen Irrtumer, Risiken Deutsche Verlags Anstalt GmbH, Stuttgart.
- Schönwiese Ch.D., Rapp J., Fuchs T., Denhard M., 1993, *Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990*, Berichte des Zentrums Für Umweltforschung, Nr 20, Frankfurt am Main.
- Stopa M., 1964, *Regiony burzowe w Polsce*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Nr 72, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VI, *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowaska M., Śmiałkowski J., 1994, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VIII, *Cechy oceaniczne klimatu Europy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., 2001, *Kierunki i ważniejsze metody badan naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski, 50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2000)*. Prace i Studia Geograficzne, t. 28, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. IX, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2001, *Przewidywane średnie sezonowe i roczne zmiany temperatury powietrza na wybranych stacjach*, [w:] *Atlas klimatycznego ryzyka upraw roślin w Polsce*, Wyd. Akademii Rolniczej w Szczecinie, Szczecin.
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Wawer J., 2001, *Klimat Warszawy w publikacjach Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*, Prace Geograficzne nr. 180, Bioklimat środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej, Wyd. IG PAN, Warszawa
- Stopa-Boryczka M. (editor), 2003, *Studies on the climate of Warsaw*, Warsaw University Faculty of Geography and Regional Studies, Warsaw
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak Sz., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J., 2007, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XX-XXI, *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych*

w Polsce, cz. XXII, *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*, Wyd. UW, Warszawa.

- Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnoatlantycka a opady na obszarze Polski, Postęp badań zmian klimatu i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka*, Wyd. WGSR UW, Warszawa.
- Trepińska J., 1973, *Zmiany w przebiegu temperatury powietrza w Krakowie w XIX i XX wieku*, Przegł. Geofiz., z. 1-2.
- Trepińska J., 1988, *Wieloletni przebieg ciśnienia i temperatury powietrza w Krakowie na tle ich zmienności w Europie*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 140, Kraków.
- Trepińska J., 2001, *Fluktuacje termiczne w Europie od małej epoki lodowej do końca XX wieku, Postęp badań zmian klimatu i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka*, Wyd. WGSR UW, Warszawa.
- Wallace J.M., Gutzler D.S., 1981, *Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter*, Mon. Wea. Rev., t. 109, 784-812.
- Wangenheim G.J., 1938, *K woprosu tipizacji i schiematizacji sinoptycznych processow*, *Mieteorologija i Hidrologija*, t. 3, nr 3.
- Wawer J., 1994, *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Witwicki G.N., 1980, *Zonalność klimata Ziemi*, Moskwa.
- Wolf R., 1869-72, *Handbuch der Mathematik*, Physik, Geodesie und Astronomie, t. 1-2.
- Wójcik G., Majorowicz J., Marciniak K., Przybylak R., Safanda J., Zielski A., 1999, *Temperatura powietrza w Polsce Południowo-Zachodniej w okresie XVII-XX w. w świetle danych klimatologicznych, geotermicznych i dendroklimatycznych, Zmiany i zmienność klimatu Polski*, Ogólnopolska konferencja naukowa, Łódź 4-6 XI 1999.
- Zielski A., Krąpiec M., 2004, *Dendrochronologia*, PWN Warszawa.
- Żmudzka E., 1998, *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce*, (maszynopis rozprawy doktorskiej), Warszawa.
- Żmudzka E., 2007, *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000)*, Wyd. UW, Warszawa

WYKAZ PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII DOTYCZĄCYCH CYKLICZNOŚCI I TENDENCJI ZMIAN KLIMATU MIAST W POLSCE

- Drzewiecka E., 1972, *Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970* (opiekunowie naukowcy: W. Okołowicz, Z. Kaczorowska)
- Dąbrowska B., 1984, *Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Dębska D., 1986, *Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Klechta K. 1989, *Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Grzęda K., 1989, *Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987* (opiekun naukowy: J. Boryczka).

- Tomasik M., 1990, *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Cieśla I., 1997, *Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* (opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, J. Wawer)
- Bogdan E., 1997, *Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu* (opiekun naukowy: U. Kossowska-Cezak)
- Duma R., 1999, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Wicher vel Wichrowska Ż., 2000, *Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)* (opiekun naukowy: J. Boryczka)
- Tomaszewski M., 2002, *Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX-XX wieku* (opiekun naukowy: J. Boryczka)
- Kielmer A., 2004, *Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy* (opiekun naukowy: B. Kicińska)
- Cebula M., 2005, *Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego* (opiekun naukowy: U. Kossowska-Cezak)
- Maciejak M., 2005, *Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995* (opiekun naukowy: J. Boryczka)
- Piątkowska P., 2005, *Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie* (opiekun naukowy: D. Martyn)
- Szaniawski P., 2005, *Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku* (opiekun naukowy: E. Żmudzka)
- Maciejak M. 2005, *Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995* (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)
- Kaniewska E., 2005, *Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie* (opiekun naukowy: E. Żmudzka)
- Styś K., 2006, *Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995* (opiekun naukowy: K. Grabowska)
- Citko U., 2006, *Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce* (opiekun naukowy: J. Wawer)
- Zienowicz M., 2006, *Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce* (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)
- Gołębczyk I., 2006, *Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998* (opiekun naukowy: B. Kicińska)
- Kosińska A., 2007, *Częstość występowania burz w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie w latach 1961-1990* (opiekun naukowy: K. Grabowska)
- Gołdowska H., 2007, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku* (opiekun naukowy: J. Boryczka).
- Gozdecka M., 2008, *Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990* (opiekun naukowy: J. Wawer)
- Maroszek J., 2009, *Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie i ich uwarunkowania* (opiekun naukowy: J. Wawer)