

**KLIMAT PÓLNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI
WEDŁUG PODZIAŁU FIZYCZNOGEOGRAFICZNEGO
J. KONDRACKIEGO I J. OSTROWSKIEGO**

UNIVERSITY OF WARSAW
FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
JOLANTA WAWER
KATARZYNA GRABOWSKA
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK
MAGDALENA GRZĘDA

**XXX. CLIMATE OF NORTH-EASTERN POLAND BASED ON J. KONDRACKI
AND J. OSTROWSKI'S PHYSIOGRAPHIC DIVISION**

atlas

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

Warszawa 2013

UNIwersytet warszawski
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
JOLANTA WAWER
KATARZYNA GRABOWSKA
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK
MAGDALENA GRZĘDA

**XXX. KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI WEDŁUG PODZIAŁU
FIZYCZNOGEOGRAFICZNEGO J. KONDRACKIEGO I J. OSTROWSKIEGO**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2013

Komitet Redakcyjny

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

Recenzent

Bohdan MUCHA
Lwowski Uniwersytet im. Iwana Franki
Ukraina

© Copyright by Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW 2013

ISBN 978-83-63245-52-8

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW

SPIS TREŚCI

I.	WPROWADZENIE	7
II.	KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI W ATLASIE WSPÓLZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (T. IV, 1986) – opracowanie zespołowe	9
2.1.	Przedmowa prof. Jerzego Kondrackiego	9
2.2.	Materiały źródłowe i metody opracowania	10
2.3.	Rozkład geograficzny zmiennych meteorologicznych (izarytmy i równania regresji)	15
2.4.	Wpływ czynników geograficznych na klimat północno-wschodniej części Polski w różnych skalach przestrzennych – Zakończenie	32
2.5.	Summary	40
III.	KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI WEDŁUG MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH J. KONDRACKIEGO I J. OSTROWSKIEGO Z UWZGLĘDNIENIEM BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO	43
3.1.	Klimat mezoregionów Pojezierza Litewskiego (832.2)	48
3.2.	Klimat mezoregionów Pojezierza Mazurskiego (832.1)	59
3.3.	Klimat mezoregionów Niziny Staropruskiej (831.1)	74
3.4.	Klimat mezoregionu Pojezierza Iławskiego (314.53)	78
3.5.	Klimat mezoregionów Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (315.2)	83
3.6.	Klimat mezoregionów Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego (315.3)	96
3.7.	Klimat mezoregionów Niziny Północnomazowieckiej (319.6)	101
3.8.	Klimat mezoregionów Niziny Południopodlaskiej (833.1)	114
3.9.	Klimat mezoregionów Niziny Południowopodlaskiej (318.9)	126
3.10.	Klimat mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej (319.7)	133
IV.	POSTĘP BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI NA PRZYKŁADZIE NIZINY MAZOWIECKIEJ (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)	154
4.1.	Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007	154
4.2.	Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie ..	157
4.3.	Klimat Warszawy i innych miast Polski. Studia porównawcze	160
4.4.	Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej	162
4.5.	Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku	165
4.6.	Z badań klimatu Mazowsza z uwzględnieniem większych miast	168
4.7.	Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski	172
4.8.	Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski	175
V.	WYNIKI BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO NA PRZY- KŁADZIE TERENÓW MIEJSKICH, LEŚNYCH, JEZIORNÝCH I BAGIENNYCH W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW	180
5.1.	Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie – Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Katarzyna Grabowska	180
5.2.	Ocena klimatu lokalnego do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białoleęce Dworskiej w Warszawie – Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz, Ewa Ryczywolska, Jerzy Boryczka, Andrzej Górka	192
5.3.	Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej (autoreferat pracy doktorskiej) – Katarzyna Pietras	204
5.4.	Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów – Wincenty Okołowicz, Maria Stopa, Gabriela Przybylska, Maria Nowacka, Jerzy Boryczka, Jolanta Sitek	222
5.5.	Klimat Kotliny Biebrzańskiej – Urszula Kossowska-Cezak, Krzysztof Olszewski, Gabryela Przybylska	240

VI.	Z BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO PÓŁNOCNO- WSCHODNIEJ POLSKI W ARCHIWALNYCH PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW	276
6.1.	Pojezierze Litewskie	276
6.1.1.	Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim	276
6.1.2.	Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965	292
6.1.3.	Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Rominckiej	299
6.1.4.	Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy	309
6.2.	Pojezierze Mazurskie	320
6.2.1.	Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniardwy ...	320
6.2.2.	Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykła- dzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego	329
6.2.3.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej	340
6.2.4.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki	351
6.2.5.	Klimat lokalny okolic Krukłanek	362
6.3.	Nizina Północnomazowiecka	326
6.3.1.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego	326
6.3.2.	Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Narwiańskiego Parku Narodowego	384
6.4.	Nizina Północnopodlaska	398
6.4.1.	Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenu otwartego w Nadle- śnictwie Browsk (Puszcza Białowiecka)	398
6.4.2.	Klimat lokalny Ciechanowca	408
VII.	OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY CZŁOWIEKA	421
7.1.	Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski	421
7.2.	Charakterystyka bioklimatu województwa suwalskiego w ciepłej porze roku	438
7.3.	Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990	449
7.4.	Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w województwie suwalskim	459
7.5.	Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa	470
7.6.	Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka	486
VIII.	OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADAŃ KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII W LATACH 1952-2010 (PRZYKŁADY)	497
IX.	OCENA KLIMATU NA POTRZEBY RÓŻNYCH DZIAŁÓW GOSPODARKI NARO- DOWEJ	506
X.	PRÓBA OCENY KIERUNKÓW ROZWOJU GOSPODARCZEGO NIEKTÓRYCH MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH	511
XI.	ZAKOŃCZENIE	521
XII.	LITERATURA	547

I. WPROWADZENIE

Prezentowany Tom XXX *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J.Kondrackiego i J.Ostrowskiego* można uznać za syntezę dotychczasowych badań wpływu czynników geograficznych na klimat w różnych skalach przestrzennych.

Najpierw w rozdziale II przedstawiono najważniejsze wyniki badań z opublikowanego w 1986 roku t. IV *Atlasu* pt. *Klimat Północno-wschodniej Polski* (Opracowania Zespołowego). Zawiera on głównie opis wzorami empirycznymi poszczególnych elementów meteorologicznych i zjawisk atmosferycznych oraz faz fenologicznych roślin. W Zakończeniu wyodrębniono opis zróżnicowania klimatu w zależności od położenia geograficznego, rzeźby, pokrycia terenu i zbiorników wodnych.

Zasadniczą część pracy, oryginalną ale dotychczas archiwalną stanowi rozdział III pt. *Klimat północno-wschodniej części Polski według makroregionów i mezoregionów geograficznych J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego z uwzględnieniem badań eksperymentalnych klimatu lokalnego* poświęcony szczegółowej charakterystyce klimatu północno-wschodniej części Polski. Za podstawę zróżnicowania klimatu w makroregionach posłużyły wcześniej wykonane mapy zawarte w t. IV *Atlasu*. Natomiast zróżnicowanie mezoregionalne udokumentowano głównie wynikami pomiarów meteorologicznych zestawionymi w tabeli ze stacji przypisanych tym mezoregionom.

Rozdziały II i III opracowano korzystając z wyników obserwacji prowadzonych na stacjach meteorologicznych w 15-letnim okresie (1951-1965). Jest to okres najbardziej reprezentatywny ze względu na jednorodność ciągów obserwacyjnych. Jednolite pomiary na odpowiednio zagęszczonej sieci stacji meteorologicznych w Polsce rozpoczęto w zasadzie w 1951 r. Od 1966 roku nastąpiła zmiana terminów obserwacji na stacjach synoptycznych, a w 1971 – na stacjach klimatologicznych. Dlatego też w opracowaniu przyjęto przedział czasu 1951-1965 jako okres podstawowy.

W rozdziale IV pt. *Postęp badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski na przykładzie Niziny Mazowieckiej (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)* przedstawiono najważniejsze wyniki badań klimatu Warszawy i okolic w ostatnich latach (początek XXI wieku) w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku. Ponadto Atlasy zawierają wyniki badań prowadzonych przez pracowników i studentów Zakładu Klimatologii w różnych skalach przestrzennych i czasowych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

W rozdziale V pt. *Badania eksperymentalne klimatu lokalnego na przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych i bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW* wyróżniono najważniejsze opracowania syntetyczne – reprezentatywne tematy badań np. miejskiej wyspy ciepła na przykładzie Warszawy, wpływu zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Puszczy Boreckiej, wpływ zbiorników wodnych na klimat na przykładzie jeziora Śniardwy oraz wpływ terenów bagiennych na klimat lokalny na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej.

Rozdział VI p.t. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Północno-Wschodniej Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW* uzupełnia wyniki badań eksperymentalnych przeprowadzonych najwcześniej na Pojezierzu Litewskim i Mazurskim oraz na Nizinie Północnomazowieckiej i Północnopodlaskiej. Główny

akcent położono na badania wpływu rzeźby i pokrycia terenu oraz jezior i bagien na klimat lokalny. Badania przeprowadzono w ramach kursowych ćwiczeń terenowych i zbierania materiałów do prac magisterskich.

Rozdział VII pt. *Ocena klimatu północno-wschodniej części Polski na potrzeby człowieka* informuje, że nie pominięto też działów klimatologii stosowanej, czyli oceny warunków odczuwalnych w zależności od pory roku i pory dnia oraz warunków pogodowych. Podano też przykłady oceny warunków pogodowych dla potrzeb rolnictwa oraz sportu i turystyki.

Rozdział VIII pt. *Ogólna charakterystyka badań północno-wschodniej części Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2010 (przykłady)* obejmuje wykaz ważniejszych prac magisterskich dotyczących zróżnicowania klimatu północno-wschodniej części Polski w skali makroregionalnej i mezoregionalnej na przykładzie jednostek administracyjnych, geograficznych i większych miast.

Rozdziały IX. pt. *Ocena klimatu na potrzeby różnych działów gospodarki narodowej* obejmuje tytuły prac magisterskich opublikowanych i archiwalnych w zakresie następujących problemów: bioklimat miast północno-wschodniej Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i uzdrowisk w strefie podmiejskiej, stan aerosanitarny Warszawy i innych miast NE Polski, oceny klimatu na potrzeby rolnictwa, budownictwa, sportu i turystyki oraz lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski.

Rozdział X. pt. *Próba oceny kierunków rozwoju gospodarczego niektórych makroregionów i mezoregionów geograficznych* znajduje się w końcowych rozdziałach prac dyplomowych dotyczących klimatu województw wg podziału administracyjnego z 1975 r. Na przykład J. Wikieł-Wawer (1977) w pracy pt. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* dokonuje oceny klimatu badanych mezoregionów na potrzeby rolnictwa, ogrodnictwa, turystyki i wypoczynku.

W *Zakończeniu* (rozdz. XI) wyeksponowano opis zróżnicowania klimatu północno-wschodniej Polski w zależności od położenia geograficznego, rzeźby i pokrycia terenu oraz zbiorników wodnych. Ponadto przedstawiono charakterystykę klimatu najchłodniejszych mezoregionów Pojezierza Litewskiego i najcieplejszych mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej. Zwrócono też uwagę na wyróżniające się cechy klimatu lokalnego w badanych jednostkach fizycznogeograficznych.

Opracowanie warunków odczucia ciepła i charakterystyk dotyczących bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, pozwoliło na wyróżnienie dwóch grup stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką. Drugą grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski Północno-Wschodniej: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

Ponadto oceniono warunki odczuwalne w województwie suwalskim w porze zimowej pod względem uprawiania sportu i turystyki (wg wskaźnika surowości klimatu i temperatury efektywnej). Oceniono też klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglugi, biorąc pod uwagę przede wszystkim kierunek i prędkość wiatru.

II. KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI W ATLASIE WSPÓŁZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (T. IV, 1986)–Opracowanie Zespołowe

2.1. Przedmowa Prof. Jerzego Kondrackiego

Przed 10-laty, tj. w 1974 r., Maria Stopa-Boryczka i Jerzy Boryczka opublikowali *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, przedstawiając wzorami empirycznymi oraz metodą kartograficzną rozkład przestrzenny 27 parametrów meteorologicznych w półroczu chłodnym i ciepłym oraz roku na podstawie obserwacji z 60 stacji meteorologicznych w okresie 1951-1960. W dwa lata później (w 1976 r.) ukazała się druga część Atlasu zawierająca, na podstawie tego samego materiału równania prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji parametrów meteorologicznych względem współrzędnych φ , λ i H dla poszczególnych miesięcy oraz wykreślone na tej podstawie mapy. Pracując konsekwentnie w obranym kierunku, autorzy opublikowali w 1980 r. trzecią część Atlasu, dotyczącą wyłącznie wilgotności powietrza jako nader ważnego elementu warunkującego wiele procesów i zjawisk atmosferycznych. Obecnie przygotowano uszczegółowioną wersję przyjętej metody w odniesieniu do klimatu północno-wschodniej Polski. Opracowanie to ukazuje się jako IV część Atlasu parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. Temat powyższy figurował od ponad 20 lat w planach naukowych Zakładu Klimatologii na Uniwersytecie Warszawskim i był realizowany w licznych pracach dyplomowych, publikacjach i pracach zleconych dotyczących wybranych parametrów lub poszczególnych regionów tej części Polski.

Atlas klimatu północno-wschodniej Polski przedstawia zagadnienie w sposób całościowy i jest pracą zbiorową całego Zakładu Klimatologii. Jego zakres jest szerszy niż poprzednich trzech części; przyjęto też za podstawę dłuższy okres obserwacyjny, mianowicie lata 1951-1965. Autorzy uważają to piętnastolecie za okres najbardziej reprezentatywny ze względu na jednorodność ciągów obserwacyjnych, ponieważ w roku 1966 nastąpiły zmiany terminów obserwacji. Uwzględniono 78 stacji klimatycznych i 293 stacje opadowe, zbadano zależności 80 zmiennych meteorologicznych oraz 19 fenologicznych od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza, przedstawiając na 341 mapach rozkład średnich miesięcznych, sezonowych i skrajnych wartości temperatury powietrza, czasu trwania termicznych pór roku, dni mroźnych i gorących, ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza, parowania, zachmurzenia, dni pogodnych i pochmurnych, liczby dni z opadem, z burzą, z pokrywą śnieżną, średnie prędkości wiatru oraz wybrane zjawiska fenologiczne.

Ten bogaty materiał udokumentował specyfikę klimatu północno-wschodniego krańca Polski, wyrażając się w wydłużonym okresie zimy i skróconym czasie trwania lata, w porównaniu z zachodnią i środkową częścią kraju, a także największymi rocznymi amplitudami temperatury powietrza, będącymi potwierdzeniem wzrastającego z zachodu na wschód kontynentalizmu klimatu. Zwrócono uwagę na zależność cech mezoklimatu od ukształtowania powierzchni i występowania zbiorników wodnych. Zasługuję na uwagę próba regionalizacji klimatycznej metodą izogradientów, analogiczną do zastosowanej w swoim czasie przez Eugeniusza Romera, oraz liczbowo charakterystyka wydzielonych regionów zamieszczona w tabeli 139.

Mapy obejmują około ¼ terytorium Polski i są oparte na czterokrotnie większej gęstości stacji obserwacyjnych w porównaniu z poprzednio opublikowanymi mapami całego kraju; uzyskane wyniki są więc bardziej szczegółowe. Mogą one być użyteczne do oceny agroklimatycznej poszczególnych rejonów tej części kraju.

Prof. dr Jerzy Kondracki

Warszawa, luty 1984 r.

2.2. Materiały źródłowe i metody badań

Problem klimatu północno-wschodniej Polski figurował w planach naukowych Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (dawnego Instytutu Geografii) od 1961 roku. W ramach tego tematu wykonano łącznie 85 opracowań: 15 artykułów, 7 prac wykonanych na zamówienie różnych instytucji i 63 prac magisterskich. Najwięcej dotyczy Krainy Wielkich Jezior Mazurskich i Kotliny Biebrzańskiej oraz Doliny Środkowej Wisły i Kotliny Warszawskiej. Szczególną uwagę zwrócono w nich na wpływ zbiorników wodnych i bagien na zmienne meteorologiczne. Spośród prac magisterskich na wyróżnienie zasługują monografie poszczególnych elementów klimatu oraz monografie klimatu województw północno-wschodniej Polski wg podziału administracyjnego z 1975 roku. Prace te wykonano na podstawie danych nie tylko ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, lecz także wyników badań eksperymentalnych prowadzonych przez Zakład Klimatologii UW. Z wykonanych na zamówienie różnych instytucji istotne znaczenie ma praca M. Stopy-Boryczki, J. Boryczki pt. *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) północno-wschodniej części Polski wg podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (1975). Atlas klimatu północno-wschodniej Polski jest syntezą dotychczasowych badań naukowych Zakładu Klimatologii.

Celem pracy jest określenie wpływu czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych w północno-wschodniej Polsce. Zbadano zależność 80 zmiennych meteorologicznych i 19 fenologicznych od szerokości geograficznej (Φ), długości geograficznej (λ) i wysokości nad poziomem morza (H). Nazwy zmiennych oraz ich symbole i jednostki podano w tabeli 1.

Pole temperatury powietrza charakteryzują zmiennie: średnia dobowa temperatura powietrza, średnie temperatury ekstremalne (maksymalna i minimalna), amplituda dobowa, roczna, daty początku i czas trwania termicznych pór roku, okres wegetacyjny, liczba dni z przymrozkami, okres bezprzymrozkowy, liczba dni mroźnych, bardzo mroźnych i gorących. Wskazują one na intensywność procesów cieplnych zachodzących na obszarze Polski północno-wschodniej.

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

Tabela 1. Parametry meteorologiczne, ich symbole i jednostki

Lp.	Sym.	Parametry meteorologiczne	Jed.	Lp.	Sym.	Parametry meteorologiczne	Jed.
1	T	Temperatura powietrza	°C	40	N	Zachmurzenie	1/10
2	ΔT	Amplituda rocz. temperatury	°C	41	L_0	Dni pogodne	d
3	T_{max}	Temperatura maksymalna	°C	42	L_{\bullet}	Dni pochmurne	d
4	T_{min}	Temperatura minimalna	°C	43	L_m	Dni z mgłą	d
5	ΔA^*	Różnice temp. ekstremalnych	°C	44	P	Opad atmosferyczny	mm
6	A	Dob. amplituda temperatury	°C	45	P_A	Amplituda opadów	mm
7	T_{Max}	Abs. maksimum temperatury	°C	46	P_{τ}	Opad atmosferyczny rzeczyw.	mm
8	T_{Min}	Abs. minimum temperatury	°C	47	P_{max}	Maksimum dobowe opadów	mm
9	ΔA	Abs. amplituda temperatury	°C	48	L	Dni z opadem $\geq 0,1$ mm	d
10	τ_1	Początek przedwiośnia	d	49	L_0	Dni z opadem $\geq 1,0$ mm	d
11	τ_2	Koniec przedwiośnia	d	50	l_0	Dni z opadem $\geq 10,0$ mm	d
12	τ_3	Czas trwania przedwiośnia	d	51	L_b	Dni z burzą	d
13	τ_4	Początek wiosny	d	52	D_1	Pierwsza pokrywa śnieżna	d
14	τ_5	Koniec wiosny	d	53	D_2	Ostatnia pokrywa śnieżna	d
15	τ_6	Czas trwania wiosny	d	54	L_s	Dni z pokrywą śnieżną	d
16	τ_7	Początek lata	d	55	v	Prędkość wiatru	m/s
17	τ_8	Koniec lata	d	56	l_v	Dni z wiatrem ≥ 10 m/s	d
18	τ_9	Czas trwania lata	d	57	L_v	Dni z wiatrem > 15 m/s	d
19	τ_{10}	Początek jesieni	d	58	L_c	Częstość cisz	%
20	τ_{11}	Koniec jesieni	d	59	F_1	Początek listnienia brzozy	d
21	τ_{12}	Czas trwania jesieni	d	60	F_2	Opadanie liści brzozy	d
22	τ_{13}	Początek przedzimia	d	61	F_3	Pocz. kwitnienia d. owoc.	d
23	τ_{14}	Koniec przedzimia	d	62	F_4	Koniec kwitnienia d. owoc.	d
24	τ_{15}	Czas trwania przedzimia	d	63	F_5	Wschód owsa	d
25	τ_{16}	Początek zimy	d	64	F_6	Żniwa owsa	d
26	τ_{17}	Koniec zimy	d	65	F_7	Wschód buraków cukrowych	d
27	τ_{18}	Czas trwania zimy	d	66	F_8	Zbiór buraków cukrowych	d
28	τ	Okres wegetacyjny	d	67	F_9	Siew łubinu żółtego	d
29	τ_w	Przymrozki wiosenne	d	68	F_{10}	Wschód łubinu żółtego	d
30	τ_i	Przymrozki jesienne	d	69	F_{11}	Zakwitanie łubinu żółtego	d
31	o	Okres bezprzymrozkowy	d	70	F_{12}	Zbiór łubinu żółtego	d
32	L_1	Dni przymrozkowe	d	71	F_{13}	Siew lnu	d
33	L_2	Dni bardzo mroźne	d	72	F_{14}	Wschód lnu	d
34	l_1	Dni gorące	d	73	F'_{14}	Zakwitanie lnu	d
35	l_2	Dni mroźne	d	74	F_{15}	Zbiór lnu	d
36	E	Parowanie terenowe	mm	75	F_{16}	Początek I pokosu koniczyny	d
37	e	Ciśnienie pary wodnej	hPa	76	F_{17}	Początek I pokosu łąk	d
38	f	Wilgotność względna	%	77	F_{18}	Koniec I pokosu łąk	d
39	Δ	Niedosyt wilgotności	hPa				

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

Z obiegiem wody w układzie Ziemia – atmosfera wiąże się, oprócz wskaźników wilgotności i parowania, opad atmosferyczny i zachmurzenie. Oto zmienne charakteryzujące opad: sumy mierzone, sumy rzeczywiste, amplituda, maksymalne sumy dobowe, liczba dni z opadem powyżej progów 0,1; 1,0; 10,0 mm, liczba dni z burzą, liczba dni z pokrywą śnieżną i okres jej występowania. W przypadku zachmurzenia ograniczono się do podstawowych wskaźników: średnie dobowe zachmurzenie, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą.

Ostatnią grupę zmiennych stanowią fazy fenologiczne niektórych roślin: początek i koniec kwitnienia brzozy, początek i koniec kwitnienia drzew owocowych, wschód

i żniwa owsa, wschód i zbiór buraków cukrowych, fazy rozwoju łubinu żółtego, lnu, początek pokosu koniczyny oraz początek i koniec pierwszego pokosu łąk.

Atlas opracowano korzystając z wyników obserwacji prowadzonych na stacjach meteorologicznych w 15-letnim okresie (1951-1965). Jest to okres najbardziej reprezentatywny ze względu na jednorodność ciągów obserwacyjnych. Jednolite pomiary na odpowiednio zagęszczonej sieci stacji meteorologicznych w Polsce rozpoczęto w zasadzie w 1951 r. Od 1966 roku nastąpiła zmiana terminów obserwacji na stacjach synoptycznych, a w 1971 – na stacjach klimatologicznych. Dlatego też w opracowaniach klimatologicznych przyjmuje się zwykle przedział czasu 1951-1965 jako okres podstawowy. Do zmiennych najbardziej zróżnicowanych w czasie i przestrzeni należy opad atmosferyczny, który opracowano według danych z 293 punktów pomiarowych. W przypadku pozostałych zmiennych liczba stacji jest znacznie mniejsza i wynosi: $T - 78$, T_{\max} , T_{\min} , $A - 73$, e , f , $\Delta - 53$, N , L_{\odot} , $L_{\bullet} - 72$, $L_b - 63$, $L_m - 62$, $v - 67$. Pełny piętnastoletni okres obserwacji w latach 1951-1965 ma 80% stacji pomiarowych. Na pozostałych stacjach (20%) są pewne braki, które uzupełniono według powszechnie stosowanych metod wyrównawczych ciągów obserwacyjnych. Dane z trzech pierwszych lat (1951-1953) zebrano bezpośrednio z archiwum Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wyniki pomiarów z lat 1954-1965 pochodzą z roczników meteorologicznych opublikowanych przez Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (obecny IMGW).

Rozmieszczenie stacji meteorologicznych na badanym obszarze przedstawiono na rys. 1. Rozkład stacji jest nierównomierny. Najmniej ich znajduje się w północno-zachodniej i północno-wschodniej części tego obszaru. Wyjątek stanowią opadowe, których rozkład przedstawiono na rys. 2.

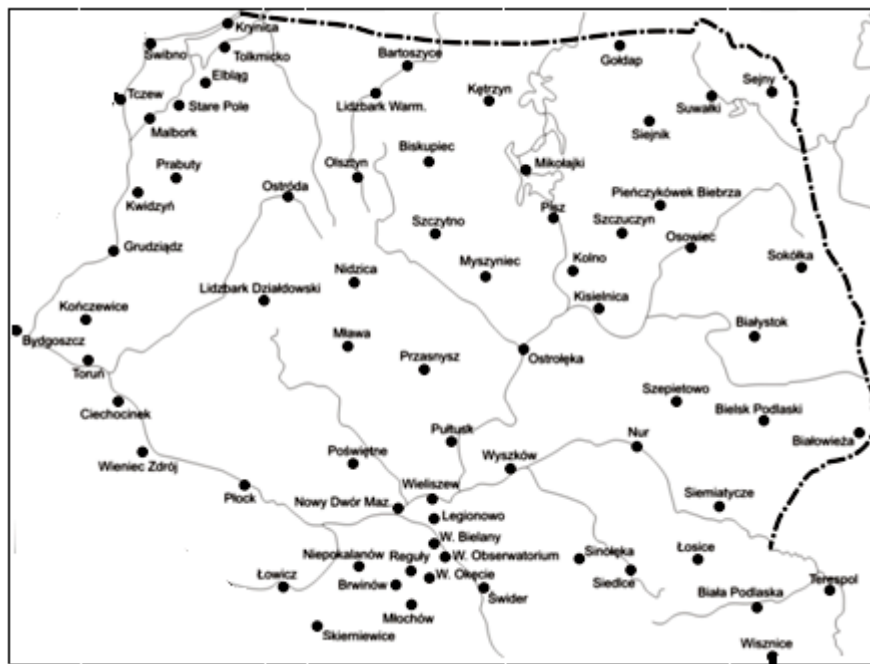
Dane dotyczące faz fenologicznych zaczerpnięto z opracowania T. Kozłowskiej-Szczęsnej i J. Sokołowskiej (1970) – z okresu 10-letniego: 1951-1960.

Metody pomiarów lub wyznaczania większości zmiennych meteorologicznych są na ogół znane. Wydaje się, że bliższego wyjaśnienia wymagają tylko parowanie i opad rzeczywisty. Parowanie w porze cieplej wyznaczono z wzorów Budyki (1976):

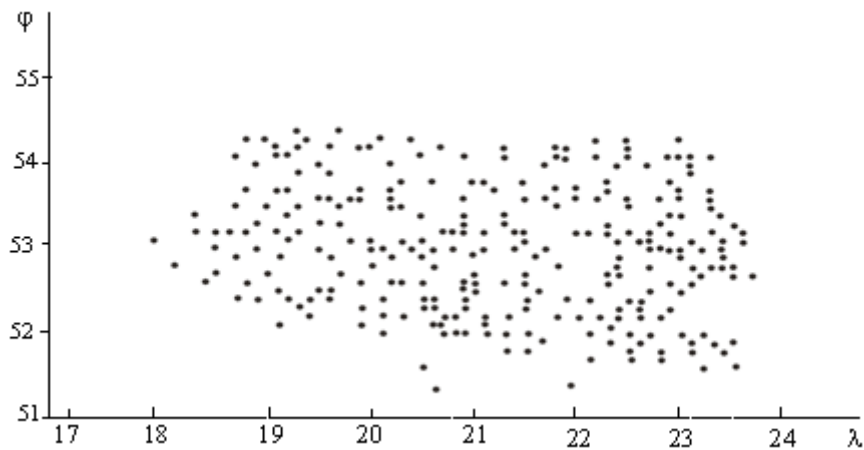
$$E = E_0 \frac{w}{w_0}, \quad \text{gdy } w < w_0$$
$$E = E_0, \quad \text{gdy } w \geq w_0$$

gdzie E_0 – parowanie potencjalne, w_0 – maksymalna zawartość wody w glebie (przy której $E = E_0$), w – średnia wilgotność gleby (warstwy o grubości 1 m) w badanym okresie.

W obliczeniach wartość E_0 wzięto z nomogramów przedstawiających zależność parowania potencjalnego od niedosytu wilgotności, wyrażonego w hPa, sporządzonych dla strefy lasów mieszanych.



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych



Rys. 2. Rozmieszczenie posterunków opadowych

Natomiast w_0 odczytano z tabeli wyrażającej zależność krytycznej zawartości wody w glebie od średniej miesięcznej temperatury powietrza na obszarze ZSSR. Wilgotność gleby w określono z równania bilansu wodnego, mając opad rzeczywisty i odpływ w mm obliczony ze spływów jednostkowych (średnich) dla zlewni według J. Stachy'ego (1971).

Dla okresu chłodnego założono, że parowanie rzeczywiste jest równe parowaniu potencjalnemu i odpowiada parowaniu z pokrywy śnieżnej. Miesięczne sumy parowania wyznaczono z wzoru:

$$E = 0,37 n \Delta$$

gdzie: n jest liczbą dni w miesiącu, a Δ – niedosytem wilgotności.

Miesięczne sumy parowania w latach 1951-1970 obliczono dla 23 stacji meteorologicznych.

Opad rzeczywisty na tych stacjach w latach 1951-1970 wyznaczono uwzględniając poprawki na zwilżenie deszczomierza i jego ustawienie, opublikowane przez K. Chomicza (1971).

Najistotniejsze cechy klimatu tej części Polski określono wyznaczając średnią obszarową y_{sr} (arytmetyczną) zmiennej y , odchylenie standardowe (s) i przedziały ufności $y_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% (wg rozkładu t-Studenta):

$$y_{sr} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n y_j, \quad s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (y_j - y_{sr})^2}$$

gdzie n – liczba pomiarów (stacji).

Miarą zależności zmiennej y od x : φ , λ , H (φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna, H – wysokość nad poziom morza) jest współczynnik korelacji r :

$$r = \frac{S_{xy}}{S_x S_y}, \quad S_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_{sr})^2}, \quad S_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y_{sr})^2}$$

$$S_{xz} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_{sr})(y_i - y_{sr})$$

gdzie: S_x, S_y – odchylenia standardowe zmiennych x, y , S_{xy} – kowariancja x, y .

Pole każdej ze zmiennych y (φ, λ, H) aproksymowano równaniami: prostych regresji:

$$y = a_\varphi \varphi + a_0, \quad y = a_\lambda \lambda + a_0, \quad y = a_H H + a_0$$

płaszczyzn regresji i hiperpłaszczyzn regresji:

$$y = f(\varphi, \lambda) = a_\varphi \varphi + a_\lambda \lambda + a_0 \quad \text{i} \quad y = f(\varphi, \lambda, H) = a_\varphi \varphi + a_\lambda \lambda + a_H H + a_0$$

Miarą dokładności funkcji aproksymujących są odpowiednie współczynniki korelacji, tj. prostych regresji – współczynnik korelacji r , a płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji – współczynniki korelacji wielokrotnej R :

$$R = \sqrt{1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}}$$

gdzie ε^2 jest wariancją resztkową:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - a_\varphi \varphi_i - a_\lambda \lambda_i - a_H H_i - a_0)^2$$

Wartości współczynnika korelacji wielokrotnej $R_{\varphi\lambda}$ i R podane w tabelach dotyczą równań płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji.

Gradient pola $y = f(\varphi, \lambda, H)$ ma składowe:

$$\text{grad } f(\varphi, \lambda, H) = \left[\frac{\partial f}{\partial \varphi}, \frac{\partial f}{\partial \lambda}, \frac{\partial f}{\partial H} \right] = [a_\varphi, a_\lambda, a_H]$$

Współczynniki regresji wielokrotnej a_φ, a_λ są gradientami horyzontalnymi, a współczynnik a_H – gradientem hipsometrycznym (pionowym).

Współczynniki regresji wielokrotnej $a_\varphi, a_\lambda, a_H$ można porównać, standaryzując równania prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Na przykład w standaryzowanym równaniu hiperpłaszczyzny regresji,

$$y' = a'_\varphi \varphi' + a'_\lambda \lambda' + a'_H H' + a'_0$$

zmiennne $y', \varphi', \lambda', H'$ są standaryzowane, tj. $y' = \frac{y - y_{sr}}{s}$:

Na ogół małe są różnice $\varepsilon_i = y_i - f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ między zmierzoną wartością zmiennej y_i i obliczoną z funkcji aproksymującej $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$. Uzupełnieniem informacji są macierze korelacji zmiennych y .

Przestrzenny rozkład poszczególnych zmiennych w północno-wschodniej Polsce charakteryzują równania hiperpłaszczyzn regresji (tab. 6-19) oraz dodatkowo w lecie i zimie izarytmy na mapach (rys. 3 -10).

2.3. Rozkład geograficzny zmiennych meteorologicznych – izarytmy, równania regresji wielokrotnej – gradienty

Porównując klimat północno-wschodniej Polski z obszarem całego kraju najpierw zestawiono średnie obszarowe (y_{sr}) wartości temperatury powietrza i sumy opadów atmosferycznych.

Tabela 2. Średnie obszarowe (y_{sr}) wartości temperatury i sum opadów w północno-wschodniej Polsce

	Okres	<i>n</i>	X-III	IV-IX	I-XII
Temperatura (°C)	1951-1965	78	0,38	13,90	7,14
Opad (mm)	1951-1965	293	193,7	343,5	536,5

Tabela 3. Średnie obszarowe (y_{sr}) wartości temperatury i sum opadów w Polsce

	Okres	<i>n</i>	X-III	IV-IX	I-XII
Temperatura (°C)	1881-1960	57	1,03	13,83	7,42
	1931-1960	175	0,89	13,92	7,41
Opad (mm)	1951-1960	322	0,94	13,37	7,15
	1951-1970	756	245,9	425,1	671,0

Północno-wschodnia część Polski w półroczu X-III jest chłodniejsza od całego obszaru kraju o około $0,5^{\circ}\text{C}$ i suchsza – otrzymuje około 50 mm opadów mniej. W półroczu IV-IX średnia dobowa temperatura powietrza na tym terenie jest zbliżona do średniej wieloletniej dla całej Polski, opad zaś jest mniejszy o około 80 mm. W północno-wschodniej Polsce roczne sumy opadów atmosferycznych są o ponad 130 mm niższe niż przeciętnie w Polsce.

Interesujące jest również porównanie składowych a_{φ} , a_{λ} , a_H gradientu pola opadów atmosferycznych w północno-wschodniej części Polski z całą Polską.

Tabela 4. Równania regresji sum opadów atmosferycznych względem współrzędnych geograficznych φ , λ , H w północno-wschodniej Polsce

	okres	n	$y = f(\varphi, \lambda, H)$	ε
X-III	1951-1965	293	$y = 11,8637 \varphi - 0,7101 \lambda + 10,8921 H - 433,2$	22,95
IV-IX	1951-1965	293	$y = 20,2384 \varphi + 0,2011 \lambda + 10,5951 H - 746,4$	23,23
I-XII	1951-1965	293	$y = 31,7610 \varphi - 0,3170 \lambda + 23,0484 H - 1168,2$	41,72

Tabela 5. Równania regresji sum opadów atmosferycznych względem współrzędnych geograficznych φ , λ , H w Polsce

	okres	n	$y = f(\varphi, \lambda, H)$	ε
X-III	1951-1960	60	$y = 11,1315 \varphi - 1,9965 \lambda + 26,729 H - 364,2$	42,74
IV-IX	1951-1960	60	$y = -10,2813 \varphi - 2,2940 \lambda + 34,286 H + 909,7$	72,45
I-XII	1951-1960	60	$y = 4,4343 \varphi - 5,3273 \lambda + 60,7972 H + 374,6$	
	1951-1970	756	$y = -4,45074 \varphi - 2,2940 \lambda + 74,1836 H + 880,2$	87,41

Współczynniki regresji wielokrotnej a_{φ} , a_{λ} , a_H są tutaj gradientami: a_{φ} , a_{λ} – horyzontalnymi, a_H – gradientem hipsometrycznym (pionowym). Spadek temperatury ze wzrostem wysokości nad poziomem morza w północno-wschodniej Polsce jest równy około $1^{\circ}\text{C}/100$ m, gdy przeciętny w Polsce wynosi $0,4^{\circ}\text{C}/100$ m. W półroczu ciepłym wartość gradientu hipsometrycznego jest prawie taka sama jak na całym obszarze Polski $0,6^{\circ}\text{C}/100$ m. Gradient horyzontalny a_{φ} jest ujemny, tak jak na całym terytorium Polski. Spadek temperatury ku północy wynosi $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$. Znamienne jest, że gradient horyzontalny a_{λ} zmienia znak w ciągu roku: w miesiącach zimowych jest on ujemny, a w letnich – dodatni lub bliski zera. W półroczu chłodnym temperatura powietrza maleje w kierunku wschodnim ($a_{\lambda} = -0,18^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$), w półroczu ciepłym – minimalnie wzrasta ($a_{\lambda} = 0,02^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$).

Otrzymane wartości gradientu hipsometrycznego a_H w obu półroczach są 2-3-krotnie mniejsze od analogicznych dla Polski. W półroczu ciepłym (IV-IX) wzrost ilości opadów ze wzrostem wysokości nad poziomem morza wynosi: w północno-wschodniej Polsce $a_H = 10,6$ mm/100 m, w Polsce $a_H = 34,3$ mm/100 m. Ponadto na terenie całego kraju opady atmosferyczne w porze ciepłej maleją ku północy: $a_{\varphi} = -10,3$ mm/ $1^{\circ}\varphi$, natomiast w części północno-wschodniej w tym kierunku wzrastają: $a_{\varphi} = 20,2$ mm/ $1^{\circ}\varphi$. Na tym obszarze nie występuje też zmniejszanie się ilości opadów letnich ku wschodowi – znamienne dla całego terytorium Polski.

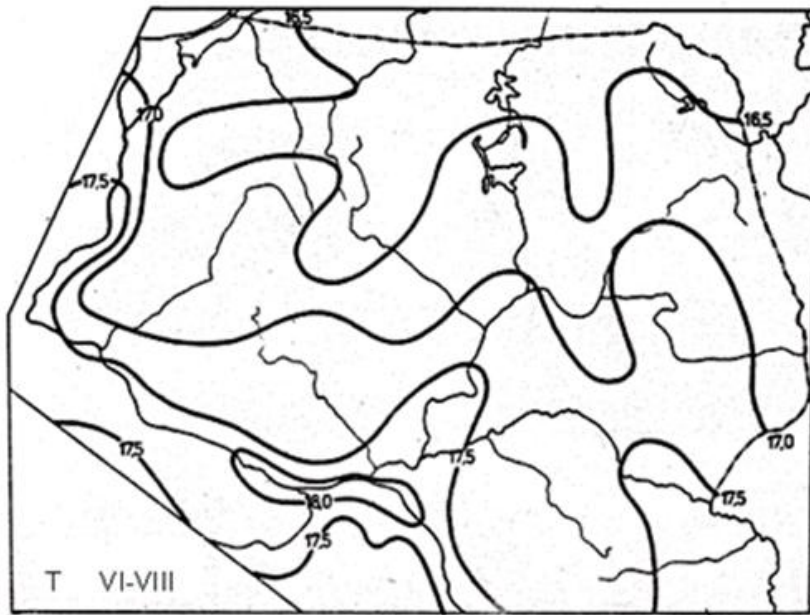
Pole temperatury powietrza

Tabela 6. Średnie obszarowe temperatury powietrza (T_{sr}) odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $T_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_ϕ , r_λ , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R temperatury powietrza ($n=78$)

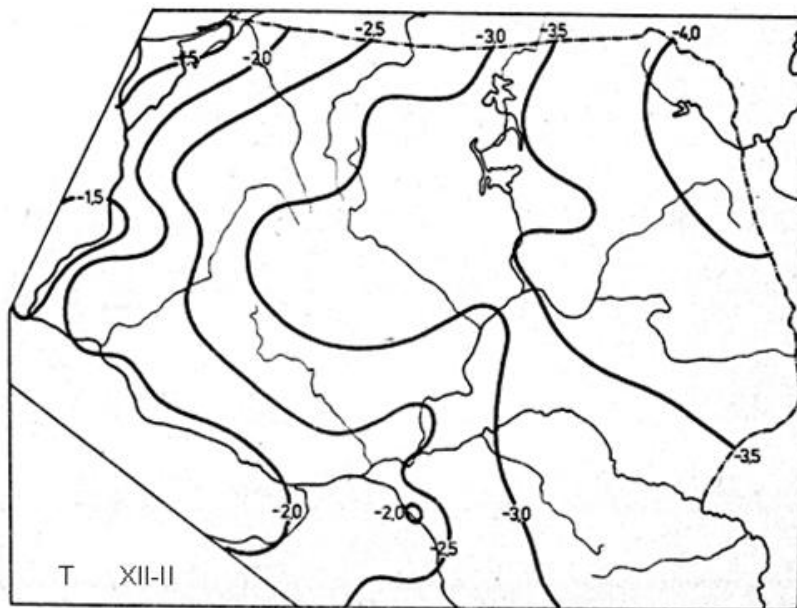
	T_{sr}	s	$T_{sr} \pm \Delta$	r_ϕ	r_λ	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	-3,281	0,738	-3,445 ÷ 3,117	0,089	-0,818	-0,830	0,820	0,931
II	-3,862	0,839	-4,048 ÷ -0,3,675	-0,127	-0,765	-0,714	0,808	0,906
III	-0,282	0,854	-0,472 ÷ -0,093	-0,330	-0,740	-0,637	0,873	0,962
IV	6,928	0,659	6,782 ÷ 7,075	-0,782	-0,169	-0,076	0,840	0,885
V	12,091	0,646	11,948 ÷ 12,234	-0,802	0,157	0,185	0,802	0,826
VI	16,667	0,574	16,539 ÷ 16,794	-0,758	0,013	0,023	0,768	0,819
VII	17,854	0,524	17,738 ÷ 17,970	-0,745	0,010	-0,077	0,754	0,862
VIII	16,953	0,514	16,838 ÷ 17,067	-0,629	-0,195	-0,272	0,700	0,845
IX	12,918	0,560	12,794 ÷ 13,042	-0,322	-0,516	-0,559	0,662	0,819
X	8,009	0,514	7,895 ÷ 8,123	-0,047	-0,626	-0,762	0,645	0,857
XI	2,773	0,301	2,640 ÷ 2,906	-0,240	-0,666	-0,703	0,756	0,920
XII	-1,037	0,692	-1,191 ÷ -0,884	-0,098	-0,759	-0,752	0,793	0,915
III-V	6,242	0,609	6,107 ÷ 6,377	-0,712	-0,354	-0,265	0,860	0,933
VI-VIII	17,156	0,520	17,041 ÷ 17,272	-0,735	-0,049	-0,106	0,756	0,858
IX-XI	7,900	0,539	7,780 ÷ 8,020	-0,219	-0,626	-0,697	0,708	0,891
XII-II	-2,723	0,729	-2,885 ÷ -2,561	-0,053	-0,804	-0,786	0,827	0,941
IV-IX	13,896	0,519	13,781 ÷ 14,011	-0,758	-0,134	-0,136	0,804	0,891
X-III	0,378	0,677	0,228 ÷ 0,528	-0,150	-0,762	-0,754	0,813	0,943
Rok	7,140	0,529	7,022 ÷ 7,257	-0,462	-0,564	-0,557	0,799	0,939
ΔT	21,715	0,794	21,539 ÷ 21,892	-0,375	0,810	0,715	0,845	0,862

Tabela 7. Równania hiperplaszczyn regresji temperatury powietrza T względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=78$)

	$T = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$T = -0,204245 \phi - 0,223179 \lambda - 0,009942 H + 13,297$	0,072042
II	$T = -0,433379 \phi - 0,259458 \lambda - 0,010494 H + 25,677$	0,126198
III	$T = -0,647956 \phi - 0,273169 \lambda - 0,010499 H + 40,913$	0,054744
IV	$T = -0,749652 \phi - 0,032132 \lambda - 0,005612 H + 47,924$	0,094050
V	$T = -0,680551 \phi + 0,081473 \lambda - 0,003853 H + 46,851$	0,132758
VI	$T = -0,615971 \phi + 0,047602 \lambda - 0,004986 H + 48,838$	0,108724
VII	$T = -0,587043 \phi + 0,083331 \lambda - 0,006678 H + 47,925$	0,070478
VIII	$T = -0,538822 \phi + 0,032051 \lambda - 0,007413 H + 45,625$	0,075778
IX	$T = -0,413814 \phi - 0,065997 \lambda - 0,008229 H + 37,114$	0,103151
X	$T = -0,238040 \phi - 0,059031 \lambda - 0,008842 H + 22,812$	0,070212
XI	$T = -0,414572 \phi - 0,212877 \lambda - 0,009609 H + 28,142$	0,055239
XII	$T = -0,347692 \phi - 0,189871 \lambda - 0,009660 H + 22,411$	0,077664
III-V	$T = -0,687865 \phi - 0,74164 \lambda - 0,006700 H + 44,964$	0,048164
VI-VIII	$T = -0,580080 \phi + 0,058325 \lambda - 0,006434 H + 47,357$	0,071154
IX-XI	$T = -0,358310 \phi - 0,079536 \lambda - 0,008905 H + 29,512$	0,059733
XII-II	$T = -0,330285 \phi - 0,222413 \lambda - 0,009996 H + 20,522$	0,060866
IV-IX	$T = -0,597242 \phi + 0,020208 \lambda - 0,006088 H + 45,769$	0,055386
X-III	$T = -0,391065 \phi - 0,182943 \lambda - 0,009882 H + 26,003$	0,050265
Rok	$T = -0,490628 \phi - 0,084913 \lambda - 0,007967 H + 35,774$	0,032958
ΔT	$\Delta T = -0,166687 \phi + 0,332781 \lambda + 0,004114 H + 23,116$	0,162179



Rys. 3a. Temperatura powietrza (°C) – lato



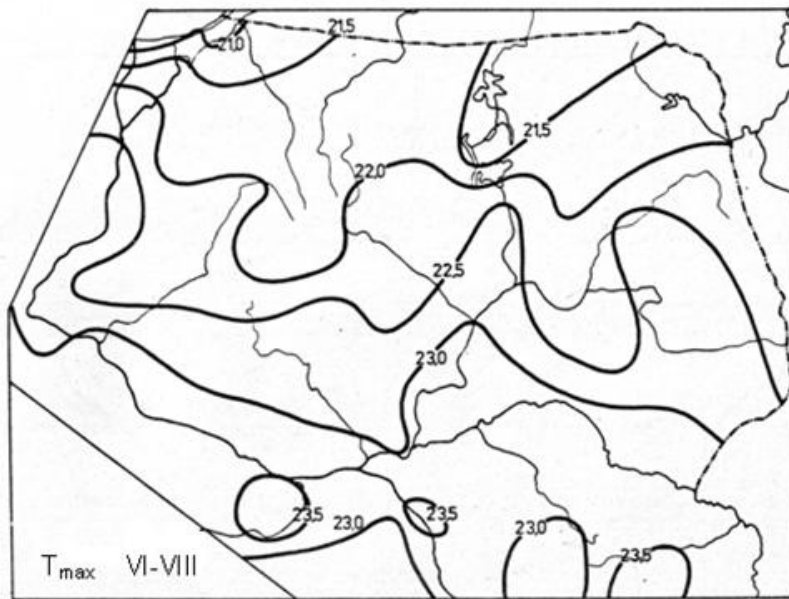
Rys. 3b. Temperatura powietrza (°C) – zima

Tabela 8. Średnie obszarowe temperatury maksymalnej powietrza $T_{\max \text{ sr}}$, odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $T_{\max \text{ sr}} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_{ϕ} , r_{λ} , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R temperatury maksymalnej powietrza ($n=73$)

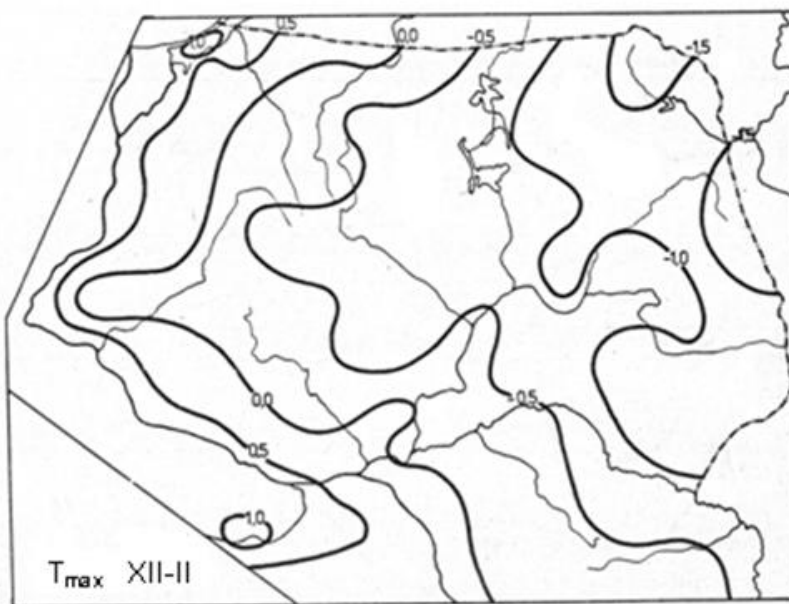
	$T_{\max \text{ sr}}$	s	$T_{\max \text{ sr}} \pm \Delta$	r_{ϕ}	r_{λ}	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	-0,800	0,729	-0,967 ÷ -0,633	0,039	-0,746	-0,789	0,750	0,884
II	-0,808	0,809	-0,994 ÷ -0,623	-0,202	-0,683	-0,626	0,752	0,847
III	3,633	0,853	3,437 ÷ 3,828	-0,439	-0,563	-0,522	0,777	0,894
IV	11,890	0,806	11,706 ÷ 12,075	-0,809	-0,094	0,013	0,840	0,873
V	17,330	0,809	17,145 ÷ 17,516	-0,756	0,202	0,260	0,761	0,769
VI	22,089	0,751	21,917 ÷ 22,261	-0,780	0,094	0,163	0,781	0,800
VII	23,184	0,724	23,018 ÷ 23,350	-0,821	0,178	0,201	0,822	0,848
VIII	22,412	0,700	22,252 ÷ 22,573	-0,851	0,008	0,079	0,861	0,895
IX	18,555	0,687	18,397 ÷ 18,713	-0,745	-0,261	-0,198	0,839	0,917
X	12,493	0,642	12,346 ÷ 12,641	-0,626	-0,382	-0,384	0,794	0,927
XI	5,142	0,682	4,986 ÷ 5,299	-0,390	-0,541	-0,592	0,726	0,904
XII	1,077	0,664	0,924 ÷ 1,229	-0,210	-0,683	-0,697	0,756	0,903
III-V	10,949	0,736	10,781 ÷ 11,118	-0,745	-0,187	-0,106	0,807	0,860
VI-VIII	22,562	0,715	22,398 ÷ 22,726	-0,832	0,099	0,153	0,833	0,859
IX-XI	12,064	0,638	11,918 ÷ 12,211	-0,622	-0,413	-0,410	0,810	0,945
XII-II	-0,227	0,700	-0,388 ÷ -0,067	-0,057	-0,746	-0,746	0,767	0,887
IV-IX	19,244	0,705	19,082 ÷ 19,406	-0,832	0,032	0,104	0,838	0,868
X-III	3,453	0,693	3,294 ÷ 3,612	-0,337	-0,630	-0,626	0,770	0,913
Rok	11,345	0,596	11,208 ÷ 11,482	-0,678	-0,346	-0,309	0,820	0,923
l_1	30,936	6,453	29,455 ÷ 32,416	-0,857	0,167	0,219	0,857	0,877
l_2	48,879	7,599	47,136 ÷ 50,623	0,078	0,746	0,713	0,773	0,874
T_{\max}	35,988	0,955	35,769 ÷ 36,207	-0,200	-0,330	-0,324	0,418	0,493

Tabela 9. Równania hiperplaszczyny regresji temperatury maksymalnej powietrza T_{\max} względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=73$)

	$T_{\max} = f(\phi, \lambda, H)$	e^2
I	$T_{\max} = -0,239508 \phi - 0,172651 \lambda - 0,0105732 H + 16,670$	0,116273
II	$T_{\max} = -0,463697 \phi - 0,21299 \lambda - 0,009798 H + 29,300$	0,185057
III	$T_{\max} = -0,738774 \phi - 0,152701 \lambda - 0,011715 H + 47,257$	0,145443
IV	$T_{\max} = -0,907317 \phi - 0,014709 \lambda - 0,005921 H + 60,911$	0,154797
V	$T_{\max} = -0,763717 \phi + 0,096819 \lambda - 0,002921 H + 56,074$	0,267033
VI	$T_{\max} = -0,767616 \phi + 0,056880 \lambda - 0,004017 H + 61,998$	0,203310
VII	$T_{\max} = -0,776037 \phi + 0,106352 \lambda - 0,004644 H + 62,568$	0,147167
VIII	$T_{\max} = -0,813931 \phi + 0,036117 \lambda - 0,005362 H + 65,358$	0,097219
IX	$T_{\max} = -0,787336 \phi - 0,034885 \lambda - 0,007836 H + 61,853$	0,076225
X	$T_{\max} = -0,692549 \phi - 0,036707 \lambda - 0,009542 H + 50,995$	0,058005
XI	$T_{\max} = -0,580317 \phi - 0,071411 \lambda - 0,011439 H + 38,635$	0,084823
XII	$T_{\max} = -0,421397 \phi - 0,137206 \lambda - 0,010172 H + 27,394$	0,081412
III-V	$T_{\max} = -0,806580 \phi - 0,028778 \lambda - 0,006825 H + 55,028$	0,140752
VI-VIII	$T_{\max} = -0,789480 \phi + 0,068298 \lambda - 0,004709 H + 63,464$	0,133393
IX-XI	$T_{\max} = -0,690154 \phi - 0,046488 \lambda - 0,009631 H + 50,654$	0,043663
XII-II	$T_{\max} = -0,305232 \phi - 0,181218 \lambda - 0,009703 H + 20,809$	0,104556
IV-IX	$T_{\max} = -0,792218 \phi + 0,040155 \lambda - 0,004907 H + 60,904$	0,122757
X-III	$T_{\max} = -0,539571 \phi - 0,129054 \lambda - 0,010554 H + 35,901$	0,080291
Rok	$T_{\max} = -0,660923 \phi - 0,040672 \lambda - 0,007870 H + 48,072$	0,052505
l_1	$l_1 = -7,153447 \phi + 0,801767 \lambda - 0,037280 H + 397,123$	9,584291
l_2	$l_2 = 3,364398 \phi + 2,150385 \lambda + 0,096190 H - 185,027$	13,682205
T_{\max}	$T_{\max} = -0,419438 \phi - 0,092788 \lambda - 0,007759 H + 61,004$	0,689765



Rys. 4a. Temperatura maksymalna powietrza (°C) – lato



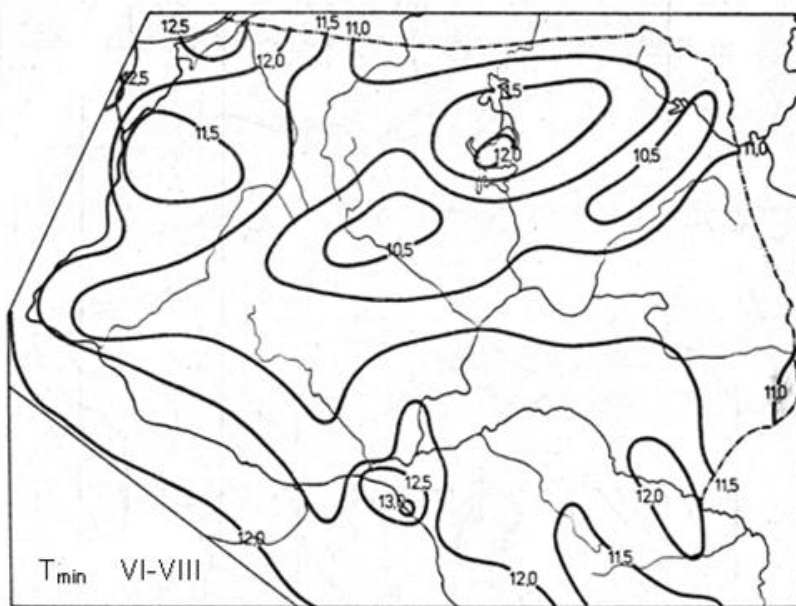
Rys. 4b. Temperatura maksymalna powietrza (°C) – zima

Tabela 10. Średnie obszarowe temperatury minimalnej powietrza $T_{\min \text{ śr}}$, odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $T_{\min \text{ śr}} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_{ϕ} , r_{λ} , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R temperatury minimalnej powietrza ($n=73$)

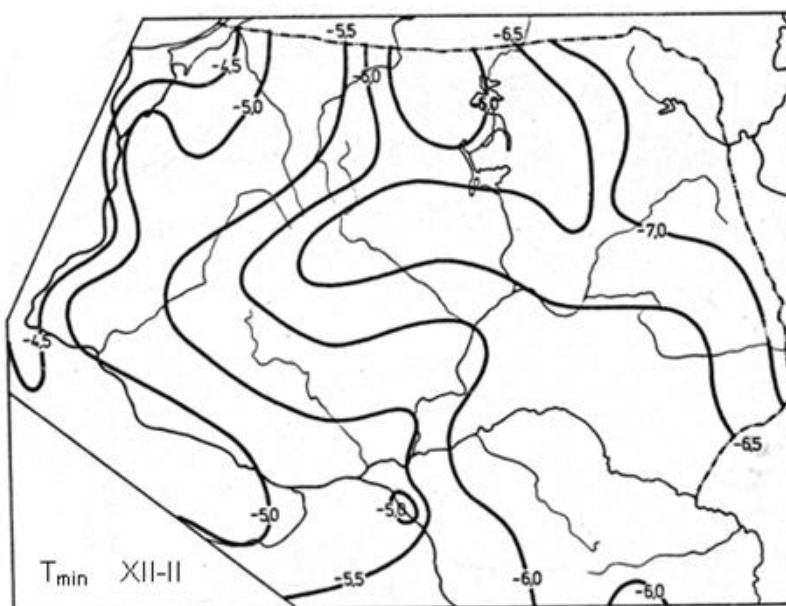
	$T_{\min \text{ śr}}$	s	$T_{\min \text{ śr}} \pm \Delta$	r_{ϕ}	r_{λ}	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	-6,244	0,814	-6,431 ÷ -6,057	0,052	-0,774	-0,788	0,776	0,889
II	-7,437	1,020	-7,671 ÷ -7,203	-0,071	-0,764	-0,711	0,784	0,873
III	-4,164	1,091	-4,415 ÷ -3,914	-0,311	-0,717	-0,619	0,826	0,916
IV	2,207	0,694	2,048 ÷ 2,366	-0,543	-0,318	-0,377	0,671	0,831
V	6,514	0,728	6,347 ÷ 6,681	-0,632	-0,132	-0,174	0,669	0,779
VI	10,711	0,765	10,536 ÷ 10,886	-0,537	-0,198	-0,231	0,601	0,713
VII	12,340	0,675	12,185 ÷ 12,495	-0,342	-0,327	-0,402	0,509	0,668
VIII	11,918	0,676	11,763 ÷ 12,073	-0,196	-0,399	-0,482	0,472	0,634
IX	8,178	0,815	7,991 ÷ 8,365	-0,037	-0,559	-0,595	0,570	0,685
X	3,989	0,727	3,822 ÷ 4,156	-0,274	-0,586	-0,716	0,618	0,735
XI	0,249	0,622	0,107 ÷ 0,392	-0,111	-0,656	-0,746	0,686	0,874
XII	-3,521	0,747	-3,692 ÷ -3,349	-0,068	-0,749	-0,759	0,768	0,897
III-V	1,522	0,773	1,345 ÷ 1,699	-0,491	-0,470	-0,460	0,731	0,862
VI-VIII	11,653	0,680	11,497 ÷ 12,809	-0,378	-0,315	-0,380	0,529	0,680
IX-XI	4,144	0,700	3,983 ÷ 4,304	0,039	-0,614	-0,692	0,615	0,756
XII-II	-5,722	0,838	-5,914 ÷ -5,530	-0,035	-0,771	-0,760	0,784	0,986
IV-IX	8,649	0,670	8,496 ÷ 8,803	-0,400	-0,346	-0,409	0,568	0,726
X-III	-2,859	0,798	-3,042 ÷ -2,676	-0,051	-0,758	-0,756	0,773	0,892
Rok	2,904	0,681	2,748 ÷ 3,060	-0,230	-0,592	-0,640	0,669	0,834
l_1	124,448	10,056	122,141 ÷ 126,755	0,098	0,614	0,701	0,640	0,818
l_2	25,641	5,495	24,380 ÷ 26,902	0,106	0,720	0,714	0,748	0,869
T_{\min}	-31,026	1,876	-31,456 ÷ -30,596	-0,032	0,286	-0,190	0,295	0,297
τ_i	286,562	9,022	284,492 ÷ 288,631	0,166	-0,434	-0,479	0,447	0,507
τ_w	122,671	7,734	120,897 ÷ 124,445	0,305	0,122	0,245	0,347	0,507
τ_o	162,890	15,001	159,449 ÷ 166,332	-0,058	-0,324	-0,415	0,340	0,477

Tabela 11. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury minimalnej powietrza T_{\min} względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=73$)

	$T_{\min} = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$T_{\min} = -0,230930 \phi - 0,218247 \lambda - 0,010961 H + 11,751$	0,138761
II	$T_{\min} = -0,415417 \phi - 0,305580 \lambda - 0,012169 H + 22,293$	0,246714
III	$T_{\min} = -0,736677 \phi - 0,308622 \lambda - 0,013422 H + 44,217$	0,191542
IV	$T_{\min} = -0,670483 \phi + 0,008036 \lambda - 0,010549 H + 38,710$	0,149108
V	$T_{\min} = -0,727258 \phi + 0,055788 \lambda - 0,009007 H + 44,858$	0,208150
VI	$T_{\min} = -0,675659 \phi + 0,025614 \lambda - 0,009097 H + 46,962$	0,287820
VII	$T_{\min} = -0,467899 \phi - 0,005279 \lambda - 0,009070 H + 38,227$	0,252250
VIII	$T_{\min} = -0,352144 \phi - 0,032214 \lambda - 0,008893 H + 32,216$	0,273223
IX	$T_{\min} = -0,268617 \phi - 0,132780 \lambda - 0,009619 H + 25,235$	0,351953
X	$T_{\min} = 0,028072 \phi - 0,104518 \lambda - 0,008972 H + 5,664$	0,242989
XI	$T_{\min} = -0,322319 \phi - 0,090117 \lambda - 0,010464 H + 20,350$	0,091049
XI	$T_{\min} = -0,329302 \phi - 0,183585 \lambda - 0,010749 H + 18,938$	0,109103
III-V	$T_{\min} = -0,703794 \phi - 0,079212 \lambda - 0,010955 H + 41,660$	0,153564
VI-VIII	$T_{\min} = -0,498311 \phi - 0,004058 \lambda - 0,009032 H + 39,122$	0,248593
IX-XI	$T_{\min} = -0,193232 \phi - 0,112136 \lambda - 0,009548 H + 17,767$	0,209932
XII-II	$T_{\min} = -0,325860 \phi - 0,229299 \lambda - 0,011271 H + 17,568$	0,138697
IV-IX	$T_{\min} = -0,519787 \phi - 0,010070 \lambda - 0,009388 H + 37,421$	0,211957
X-III	$T_{\min} = -0,329596 \phi - 0,207527 \lambda - 0,011031 H + 20,147$	0,130011
Rok	$T_{\min} = -0,429962 \phi - 0,093813 \lambda - 0,010513 H + 28,791$	0,141324
l_1	$l_1 = 4,807641 \phi + 1,344378 \lambda + 0,158797 H - 175,674$	33,516148
l_2	$l_2 = 2,588144 \phi + 1,330142 \lambda + 0,075242 H - 147,509$	7,407819
T_{\min}	$T_{\min} = -0,198827 \phi - 0,319940 \lambda - 0,002250 H - 13,549$	3,208348



Rys. 5a. Temperatura minimalna powietrza (°C) – lato



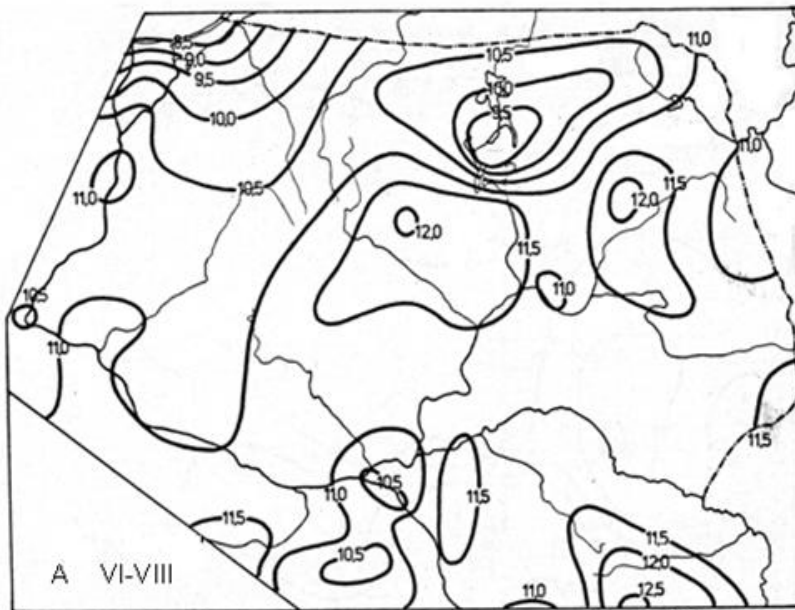
Rys. 5b. Temperatura minimalna powietrza (°C) – zima

Tabela 12. Średnie obszarowe dobowej amplitudy temperatury powietrza (A_{sr}), odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $A_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_ϕ , r_λ , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R ($n=73$)

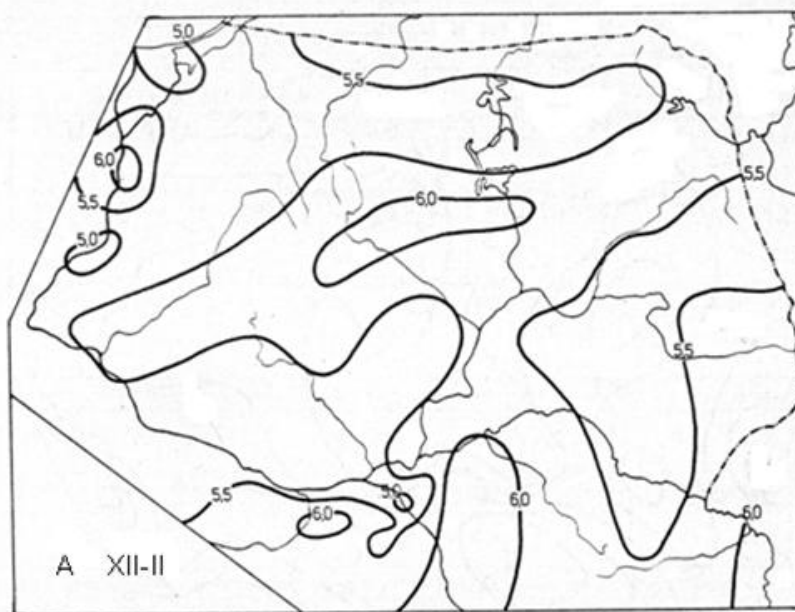
	A_{sr}	s	$A_{sr} \pm \Delta$	r_ϕ	r_λ	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	5,470	0,346	5,399 ÷ 5,557	-0,0100	0,143	0,078	0,165	0,173
II	6,588	0,518	6,469 ÷ 6,707	-0,141	0,341	0,336	0,354	0,376
III	7,800	0,539	7,676 ÷ 7,924	-0,099	0,441	0,371	0,443	0,456
IV	9,699	0,702	9,538 ÷ 9,860	-0,372	0,140	0,332	0,383	0,429
V	10,814	0,853	10,618 ÷ 11,009	-0,162	0,277	0,380	0,304	0,383
VI	11,397	0,837	11,205 ÷ 11,589	-0,205	0,233	0,334	0,291	0,347
VII	10,870	0,872	10,670 ÷ 11,070	-0,444	0,373	0,453	0,545	0,562
VIII	10,493	0,836	10,301 ÷ 10,685	-0,538	0,313	0,455	0,589	0,609
IX	10,341	0,926	10,129 ÷ 10,554	-0,539	0,252	0,374	0,568	0,575
X	8,504	0,808	8,319 ÷ 8,690	-0,730	0,170	0,307	0,733	0,733
XI	4,886	0,341	4,808 ÷ 4,965	-0,534	0,027	0,101	0,536	0,545
XII	4,622	0,329	4,547 ÷ 4,697	-0,291	0,268	0,247	0,371	0,371
III-V	9,440	0,655	9,289 ÷ 9,590	-0,238	0,291	0,390	0,353	0,408
VI-VIII	10,930	0,829	10,741 ÷ 11,120	-0,429	0,306	0,455	0,496	0,536
IX-XI	7,912	0,644	7,765 ÷ 8,060	-0,651	0,201	0,330	0,661	0,661
XII-II	5,562	0,349	5,482 ÷ 5,642	-0,194	0,304	0,278	0,340	0,345
IV-IX	10,616	0,788	10,436 ÷ 10,797	-0,420	0,284	0,431	0,478	0,515
X-III	6,310	0,379	6,223 ÷ 6,397	-0,445	0,322	0,343	0,517	0,518
Rok	8,467	0,574	8,335 ÷ 8,599	-0,443	0,308	0,418	0,508	0,528

Tabela 13. Równania hiperpłaszczyzn regresji dobowej amplitudy temperatury powietrza A względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=73$)

	$A = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$A = -0,043597 \phi + 0,039591 \lambda - 0,000571 H + 7,021$	0,116212
II	$A = -0,026668 \phi + 0,074130 \lambda + 0,0002059 H + 6,225$	0,230727
III	$A = -0,004200 \phi + 0,120181 \lambda + 0,001843 H + 4,861$	0,230437
IV	$A = -0,235248 \phi - 0,032903 \lambda + 0,004243 H + 22,391$	0,402144
V	$A = -0,030174 \phi + 0,035020 \lambda + 0,006196 H + 11,006$	0,621335
VI	$A = -0,098449 \phi + 0,027136 \lambda + 0,004910 H + 15,512$	0,615746
VII	$A = -0,360718 \phi + 0,114694 \lambda + 0,003727 H + 27,177$	0,520756
VIII	$A = -0,443185 \phi + 0,062858 \lambda + 0,003958 H + 32,230$	0,440090
IX	$A = -0,531087 \phi + 0,063637 \lambda + 0,002580 H + 36,869$	0,574221
X	$A = -0,705985 \phi + 0,043956 \lambda - 0,000378 H + 45,032$	0,302186
XI	$A = -0,239423 \phi + 0,008698 \lambda - 0,001091 H + 17,509$	0,081849
XII	$A = -0,102478 \phi + 0,049513 \lambda + 0,000006 H + 9,015$	0,093118
III-V	$A = -0,091659 \phi + 0,038794 \lambda + 0,004179 H + 13,030$	0,357886
VI-VIII	$A = -0,307482 \phi + 0,043048 \lambda + 0,005239 H + 25,752$	0,486039
IX-XI	$A = -0,484674 \phi + 0,039869 \lambda + 0,000456 H + 32,709$	0,233317
XII-II	$A = -0,055420 \phi + 0,053453 \lambda + 0,000596 H + 7,314$	0,107102
IV-IX	$A = -0,292097 \phi + 0,035714 \lambda + 0,004713 H + 24,833$	0,456487
X-III	$A = -0,181403 \phi + 0,059964 \lambda + 0,000312 H + 14,632$	0,105325
Rok	$A = -0,240653 \phi + 0,048584 \lambda + 0,002574 H + 19,921$	0,237595



Rys. 6a. Amplituda dobowa temperatury powietrza (°C) – lato



Rys. 6b. Amplituda dobowa temperatury powietrza (°C) – zima

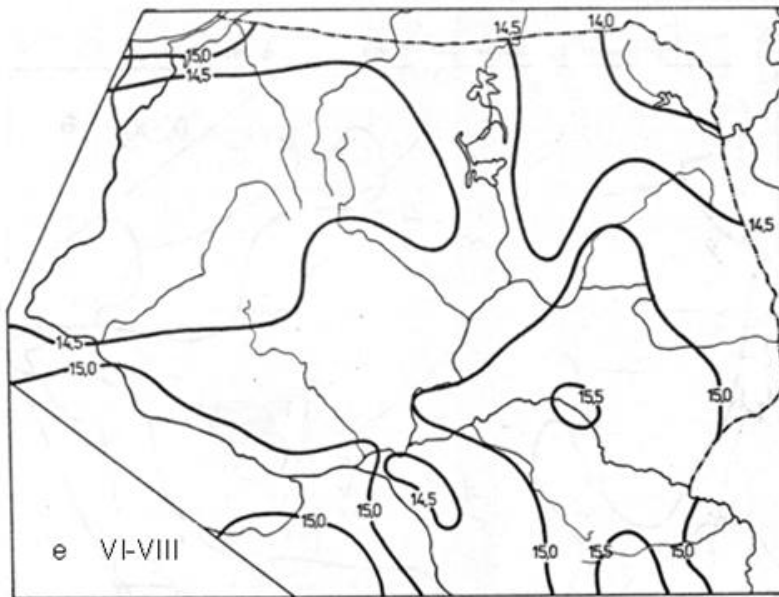
Pole wilgotności powietrza

Tabela 14. Średnie obszarowe ciśnienia pary wodnej (e_{sr}), odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $e_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_{ϕ} , r_{λ} , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R ($n=53$)

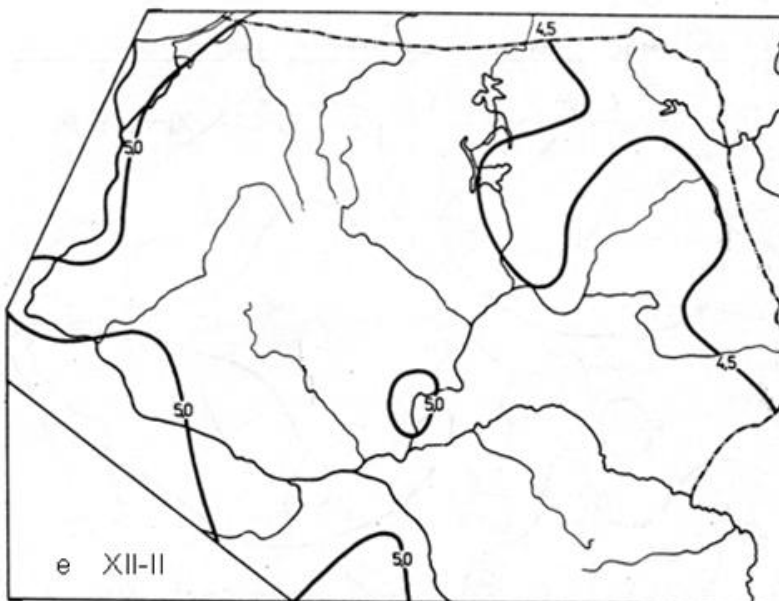
	e_{sr}	s	$e_{sr} \pm \Delta$	r_{ϕ}	r_{λ}	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	4,538	0,197	4,485 ÷ 4,591	-0,010	-0,642	-0,622	0,642	0,725
II	4,392	0,253	4,324 ÷ 4,461	-0,349	-0,468	-0,487	0,591	0,707
III	5,042	0,271	4,969 ÷ 5,114	-0,421	-0,625	-0,498	0,763	0,825
IV	7,566	0,278	7,491 ÷ 7,641	-0,410	-0,118	-0,189	0,430	0,510
V	10,275	0,602	10,113 ÷ 10,438	-0,247	0,008	0,161	0,247	0,277
VI	13,713	0,699	13,525 ÷ 13,901	-0,190	0,021	0,142	0,191	0,219
VII	15,438	0,558	15,288 ÷ 15,588	-0,054	-0,014	0,132	0,057	0,170
VIII	15,043	0,512	14,906 ÷ 15,181	0,105	-0,026	-0,071	0,108	0,115
IX	12,083	0,483	11,953 ÷ 12,213	0,108	-0,082	-0,193	0,134	0,204
X	9,236	0,547	9,089 ÷ 9,383	0,133	-0,030	-0,134	0,135	0,174
XI	6,858	0,467	6,733 ÷ 6,984	0,133	-0,197	-0,318	0,235	0,324
XII	5,430	0,315	5,345 ÷ 5,515	0,187	-0,146	-0,253	0,234	0,285
III-V	7,675	0,374	7,575 ÷ 7,776	0,082	-0,096	-0,216	0,124	0,220
VI-VIII	14,606	0,056	14,321 ÷ 14,890	-0,224	0,011	0,190	0,224	0,279
IX-XI	9,453	0,869	9,219 ÷ 9,687	0,204	-0,064	-0,209	0,213	0,265
XII-II	4,868	0,701	4,679 ÷ 5,057	0,230	-0,048	-0,223	0,234	0,295
IV-IX	12,249	0,896	12,008 ÷ 12,490	-0,234	0,006	0,175	0,234	0,277
X-III	5,864	0,233	5,801 ÷ 5,927	-0,170	-0,169	-0,076	0,243	0,245
Rok	9,060	0,530	8,918 ÷ 9,203	-0,238	-0,032	0,132	0,241	0,269

Tabela 15. Równania hiperpłaszczyzn regresji ciśnienia pary wodnej e względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=53$)

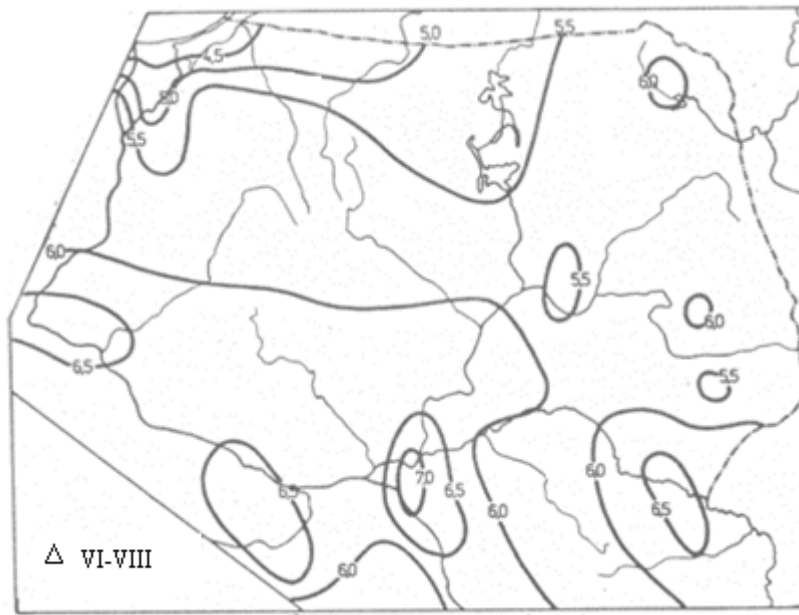
	$e = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$e = -0,031205 \phi - 0,055136 \lambda - 0,001980 H + 7,575$	0,018454
II	$e = -0,151446 \phi - 0,036027 \lambda - 0,002917 H + 13,493$	0,032049
III	$e = -0,180543 \phi - 0,077860 \lambda - 0,002517 H + 16,512$	0,0234483
IV	$e = -0,172979 \phi + 0,011990 \lambda - 0,002271 H + 16,720$	0,057206
V	$e = -0,160123 \phi - 0,035324 \lambda + 0,002237 H + 19,222$	0,335125
VI	$e = -0,138913 \phi - 0,028573 \lambda + 0,002258 H + 21,394$	0,464444
VII	$e = -0,005704 \phi - 0,048836 \lambda + 0,002652 H + 16,458$	0,302082
VIII	$e = -0,059631 \phi + 0,002092 \lambda - 0,000626 H + 11,920$	0,258235
IX	$e = 0,037407 \phi + 0,009279 \lambda - 0,002211 H + 110,167$	0,223371
X	$e = 0,069003 \phi + 0,018888 \lambda - 0,001783 H + 5,398$	0,290214
XI	$e = 0,036682 \phi - 0,012010 \lambda - 0,0033107 H + 5,532$	0,194991
XII	$e = 0,054059 \phi - 0,006039 \lambda - 0,001519 H + 2,876$	0,091029
III-V	$e = 0,012459 \phi + 0,008408 \lambda - 0,002013 H + 7,074$	0,132848
VI-VIII	$e = -0,233375 \phi - 0,080550 \lambda + 0,005226 H + 28,028$	1,028787
IX-XI	$e = 0,171700 \phi + 0,030765 \lambda - 0,004092 H + 0,205$	0,72592
XII-II	$e = 0,155604 \phi + 0,040708 \lambda - 0,003767 H - 3,775$	0,448386
IV-IX	$e = -0,215357 \phi - 0,063423 \lambda + 0,003933 H + 24,509$	0,740776
X-III	$e = -0,053756 \phi - 0,024847 \lambda - 0,000185 H + 9,249$	0,051113
Rok	$e = -0,136682 \phi - 0,044013 \lambda + 0,001874 H + 16,992$	0,260935



Rys. 7a. Ciśnienie pary wodnej (hPa) – lato



Rys. 7b. Ciśnienie pary wodnej (hPa) – zima



Rys. 8a. Niedośyt wilgotności (hPa) – lato



Rys. 8b. Niedośyt wilgotności (hPa) – zima

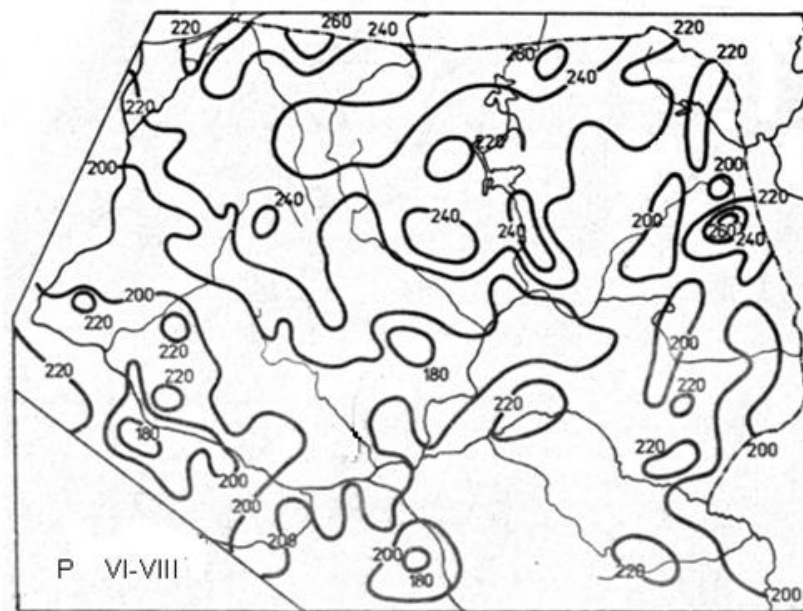
Pole opadów

Tabela 16. Średnie obszarowe sum opadów atmosferycznych (P_{sr}), odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $P_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_{ϕ} , r_{λ} , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R sum opadu atmosferycznego ($n=293$)

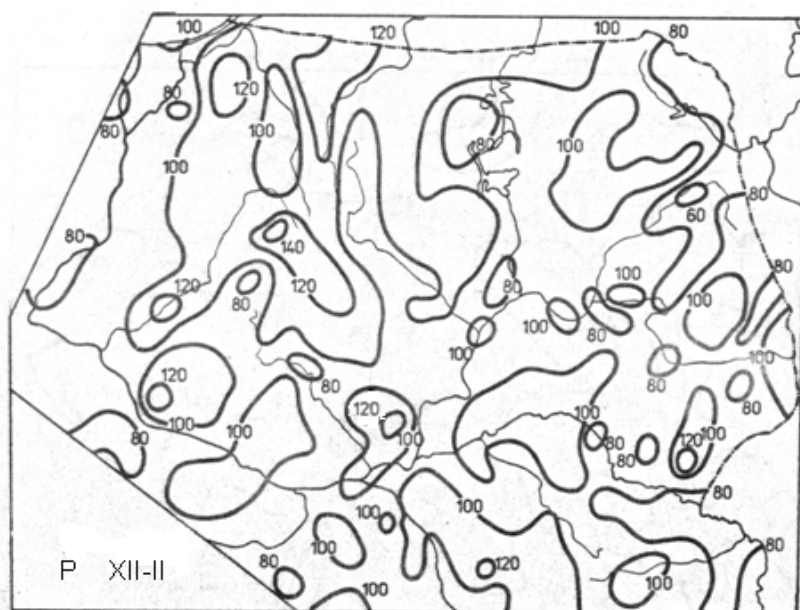
	P_{sr}	s	$P_{sr} \pm \Delta$	r_{ϕ}	r_{λ}	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	28,163	5,614	27,522 ÷ 28,803	0,235	-0,235	0,062	0,317	0,361
II	30,285	5,250	29,686 ÷ 30,884	-0,084	0,088	0,130	0,116	0,143
III	23,945	3,632	23,531 ÷ 24,360	-0,111	0,208	0,271	0,227	0,282
IV	32,905	4,018	32,447 ÷ 33,364	0,216	0,196	0,172	0,307	0,328
V	49,607	5,108	49,024 ÷ 50,190	-0,410	0,180	0,232	0,433	0,441
VI	61,769	7,052	60,965 ÷ 62,574	-0,089	0,583	0,345	0,584	0,584
VII	80,712	10,173	79,551 ÷ 81,873	0,210	-0,529	-0,196	0,552	0,585
VIII	68,861	9,973	67,723 ÷ 69,999	0,713	0,158	0,058	0,749	0,755
IX	49,614	9,275	48,555 ÷ 50,672	0,702	-0,070	-0,186	0,702	0,703
X	33,153	7,235	32,327 ÷ 33,978	0,650	0,246	-0,002	0,721	0,723
XI	40,993	4,726	40,454 ÷ 41,532	0,351	0,185	0,190	0,415	0,449
XII	37,129	5,584	36,492 ÷ 37,766	0,187	-0,338	-0,098	0,372	0,408
III-V	106,458	9,180	105,410 ÷ 107,505	-0,178	0,268	0,312	0,308	0,348
VI-VIII	211,342	17,647	209,329 ÷ 213,356	0,488	0,017	0,058	0,493	0,518
IX-XI	123,759	18,983	121,593 ÷ 125,926	0,678	0,106	-0,044	0,700	0,700
XII-II	95,542	14,864	93,846 ÷ 97,239	0,131	-0,186	-0,006	0,217	0,270
IV-IX	343,468	27,708	340,340 ÷ 346,596	0,507	0,050	0,043	0,517	0,530
X-III	193,668	24,542	190,867 ÷ 196,468	0,321	0,027	0,072	0,326	0,354
Rok	536,458	47,657	531,019 ÷ 541,896	0,448	0,057	0,080	0,460	0,483

Tabela 17. Równania hiperpłaszczyzn regresji sum opadów atmosferycznych P względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=293$)

	$P = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$P = 1,904111 \phi - 1,281948 \lambda - 0,031535 H - 49,302$	27,410055
II	$P = -0,430023 \phi + 0,059660 \lambda + 0,014258 H - 50,087$	27,003196
III	$P = -0,287475 \phi + 0,172760 \lambda + 0,019867 H + 33,108$	12,141059
IV	$P = 1,429455 \phi + 0,354201 \lambda + 0,014994 H - 52,214$	14,410819
V	$P = -2,653805 \phi + 0,272077 \lambda + 0,013305 H + 182,881$	21,024043
VI	$P = -0,339146 \phi + 2,773712 \lambda - 0,004014 H + 21,214$	32,748215
VII	$P = 2,739251 \phi - 4,442905 \lambda + 0,063710 H + 22,349$	68,113837
VIII	$P = 10,288051 \phi + 1,037382 \lambda + 0,031646 H - 502,374$	42,664364
IX	$P = 8,774662 \phi + 0,206645 \lambda - 0,013690 H - 418,249$	43,454548
X	$P = 6,611580 \phi + 1,721927 \lambda - 0,014109 H - 352,242$	24,930355
XI	$P = 2,628141 \phi + 0,2852994 \lambda + 0,026725 H - 107,616$	17,819000
XII	$P = 1,437273 \phi - 1,667729 \lambda + 0,030642 H - 7,274$	25,986852
III-V	$P = -1,511766 \phi + 0,799051 \lambda + 0,048167 H + 163,772$	74,088524
VI-VIII	$P = 12,688219 \phi - 0,631861 \lambda + 0,091343 H - 458,813$	227,899497
IX-XI	$P = 18,014323 \phi + 2,213855 \lambda - 0,001073 H - 878,103$	183,746158
XII-II	$P = 2,951782 \phi - 2,912337 \lambda + 0,077574 H - 3,775$	204,839408
IV-IX	$P = 20,238354 \phi + 0,201139 \lambda + 0,105951 H - 8,327$	539,773046
X-III	$P = 11,863678 \phi - 0,710083 \lambda + 0,108921 H - 746,387$	526,979143
Rok	$P = 31,760987 \phi - 0,317050 \lambda + 0,230484 H - 433,241$	1740,887080



Rys. 9a. Opady atmosferyczne (mm) – lato



Rys. 9b. Opady atmosferyczne (mm) – zima

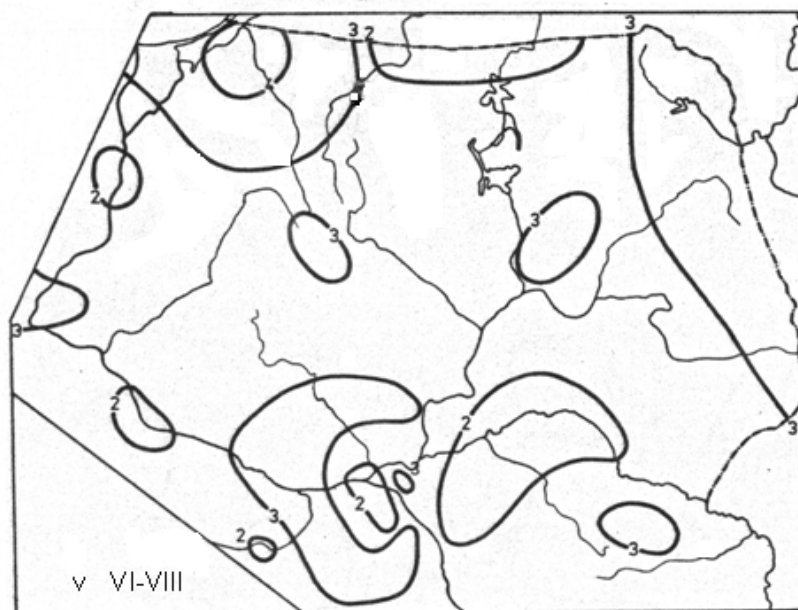
Pole prędkości wiatru

Tabela 18. Średnie obszarowe prędkości wiatru (v_{sr}), odchylenia standardowe (s), przedziały ufności $v_{sr} \pm \Delta$ na poziomie 95% oraz współczynniki korelacji całkowitej r_ϕ , r_λ , r_H i wielokrotnej $R_{\phi\lambda}$, R ($n=67$)

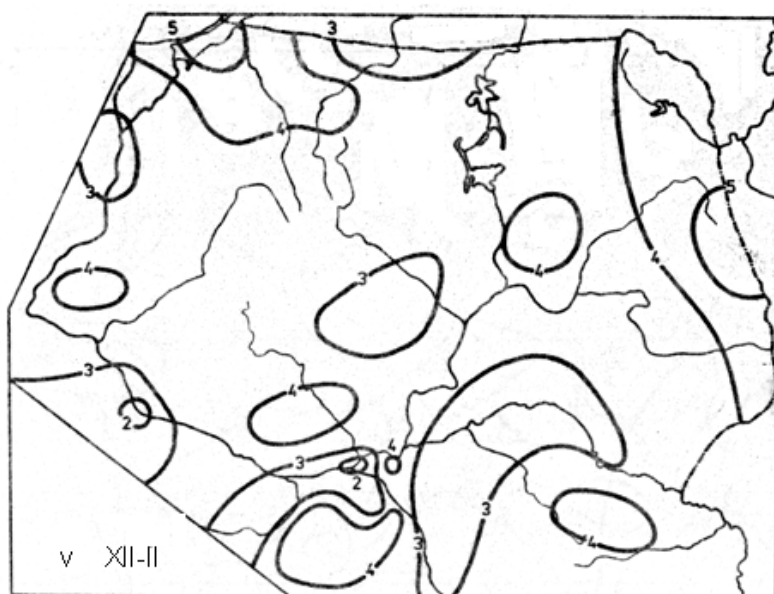
	v_{sr}	s	$v_{sr} \pm \Delta$	r_ϕ	r_λ	r_H	$R_{\phi\lambda}$	R
I	3,743	0,816	3,548 ÷ 3,939	0,222	0,042	-0,076	0,243	0,252
II	3,649	0,698	3,482 ÷ 3,817	0,139	0,059	-0,055	0,168	0,186
III	3,634	0,712	3,464 ÷ 3,805	0,087	0,036	-0,042	0,104	0,120
IV	3,269	0,635	3,117 ÷ 3,421	0,261	-0,026	-0,138	0,264	0,277
V	2,984	0,644	2,829 ÷ 3,138	0,340	-0,182	-0,268	0,356	0,372
VI	2,787	0,594	2,644 ÷ 2,929	0,153	-0,161	-0,266	0,350	0,352
VII	2,704	0,604	2,560 ÷ 2,849	0,305	-0,108	-0,167	0,307	0,309
VIII	2,716	0,631	2,565 ÷ 2,867	0,279	-0,020	-0,083	0,283	0,283
IX	2,873	0,679	2,710 ÷ 3,036	0,273	-0,034	-0,107	0,275	0,277
X	2,900	0,713	2,729 ÷ 3,071	0,342	0,034	-0,087	0,361	0,363
XI	3,476	0,750	3,297 ÷ 3,656	0,230	0,134	-0,004	0,301	0,304
XII	3,519	0,844	3,317 ÷ 3,721	0,303	0,020	-0,087	0,317	0,319
III-V	3,294	0,659	3,136 ÷ 3,452	0,233	-0,033	-0,132	0,234	0,247
VI-VIII	2,736	0,602	2,592 ÷ 2,880	0,296	-0,087	-0,150	0,296	0,298
IX-XI	3,066	0,688	2,901 ÷ 3,230	0,282	0,029	-0,081	0,299	0,302
XII-II	3,639	0,772	3,454 ÷ 3,824	0,235	0,037	-0,079	0,253	0,261
IV-IX	2,885	0,622	2,736 ÷ 3,034	0,305	-0,075	-0,158	0,305	0,310
X-III	3,482	0,732	3,307 ÷ 3,657	0,233	0,066	-0,058	0,264	0,271
Rok	3,188	0,668	3,028 ÷ 3,348	0,291	-0,007	-0,099	0,298	0,300

Tabela 19. Równania hiperpłaszczyzn regresji prędkości wiatru v względem współrzędnych geograficznych ϕ , λ , H ($n=67$)

	$v = f(\phi, \lambda, H)$	ϵ^2
I	$v = 0,225615 \phi + 0,088169 \lambda - 0,001733 H - 9,869$	0,623830
II	$v = 0,116897 \phi + 0,079472 \lambda - 0,001761 H - 4,018$	0,470920
III	$v = 0,071244 \phi + 0,054069 \lambda - 0,001337 H - 1,128$	0,499993
IV	$v = 0,190439 \phi + 0,047809 \lambda - 0,001676 H - 7,640$	0,372126
V	$v = 0,222466 \phi - 0,007762 \lambda - 0,002151 H - 8,406$	0,357034
VI	$v = 0,230807 \phi - 0,015861 \lambda - 0,000694 H - 9,304$	0,308931
VII	$v = 0,211299 \phi - 0,001902 \lambda - 0,000754 H - 8,368$	0,329955
VIII	$v = 0,225998 \phi + 0,022959 \lambda - 0,000095 H - 9,728$	0,365895
IX	$v = 0,228259 \phi + 0,027109 \lambda - 0,000632 H - 9,719$	0,426028
X	$v = 0,316300 \phi + 0,074405 \lambda - 0,000805 H - 15,329$	0,440815
XI	$v = 0,244485 \phi + 0,120828 \lambda - 0,000969 H - 11,903$	0,510331
XII	$v = 0,327873 \phi + 0,073670 \lambda - 0,000955 H - 15,291$	0,639247
III-V	$v = 0,173657 \phi + 0,040244 \lambda - 0,001608 H - 6,575$	0,408411
VI-VIII	$v = 0,208304 \phi + 0,005591 \lambda - 0,000694 H - 8,342$	0,330021
IX-XI	$v = 0,248781 \phi + 0,064862 \lambda - 0,000921 H - 11,374$	0,429582
XII-II	$v = 0,226704 \phi + 0,079968 \lambda - 0,001510 H - 9,884$	0,556148
IV-IX	$v = 0,220230 \phi + 0,018288 \lambda - 0,001066 H - 9,050$	0,349227
X-III	$v = 0,221272 \phi + 0,089296 \lambda - 0,001339 H - 9,967$	0,496529
Rok	$v = 0,244630 \phi + 0,043833 \lambda - 0,000728 H - 10,612$	0,406130



Rys. 10a. Prędkość wiatru (m/s) – lato



Rys. 10b. Prędkość wiatru (m/s) – zima

2.4. Wpływ czynników geograficznych na klimat północno-wschodniej części Polski w różnych skalach przestrzennych – Zakończenie

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Analizując wpływ rzeźby terenu i rodzaju podłoża na warunki termiczne można zauważyć, że najsilniej zaznacza się on w rozkładzie temperatury minimalnej. Najniższe temperatury minimalne towarzyszą podmokłej Kotlinie Biebrzy i podmokłym obszarom objętym

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

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

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

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

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

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

Wąski pas Mierzei Wiślanej oraz strefa brzegowa Zalewu Wiślanego wyróżnia się na tle obszaru północno-wschodniej części Polski najsilniejszymi wiatrami. Mała szorstkość podłoża nad stosunkowo spokojnymi wodami Zatoki Gdańskiej powoduje, że strefa brzegowa jest narażona na oddziaływanie najsilniejszych podmuchów wiatru, który w miarę przemieszczania się nad lądem (powierzchnią o znacznie większej szorstkości) ulega stopniowo wyciszaniu. Silniejsze wiatry obserwowane są jeszcze poza wybrzeżem na Wzgórzach Elbląskich i w zachodniej części wzgórz Warmii. W tym rejonie jest też najwięcej dni z wiatrem silnym. Jest ich aż o 60 dni więcej niż w sąsiadującej z nimi dolinie Łyny, leżącej w „cieniu” wiatrowym wzgórz Warmii.

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

Zwiększona zawartość pary wodnej w powietrzu oraz wyraźnie większe i częstsze opady we wschodniej części obszaru wokół Zatoki Gdańskiej (szczególnie Wzgórza Elbląskie i wzgórze Warmii) są również świadectwem wpływu dużych obszarów wodnych.

Wpływ kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich na otaczające tereny zaznacza się w mniejszym stopniu (przy tej skali opracowania). Najwyraźniej modyfikowane są warunki termiczne. Wpływając ocieplająco, wody jezior łagodzą temperatury minimalne. Prowadzi to również do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury. Wpływ ten najsilniej zaznacza się w okresie od września do listopada, dorównując wówczas oddziaływaniu wód Zatoki Gdańskiej.

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

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

Regiony klimatyczne północno-wschodniej części Polski

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

Analizując rozkład elementów klimatu na zamieszczonych w Atlasie mapach należy stwierdzić, że największe przestrzenne zróżnicowanie wykazują takie charakterystyki, jak: temperatura powietrza, opad atmosferyczny czy też parowanie terenowe i wilgotność powietrza. Te elementy klimatu stanowiły więc podstawę do przeprowadzenia regionalizacji, czyli takiego rodzaju syntezy, który pozwala na wyróżnienie obszarów o wyraźnie różniących się cechach klimatu. W celu znalezienia granic takich obszarów w północno-wschodniej części Polski posłużono się metodą izogradientów Romera (1949, 1962), z pewną modyfikacją wynikającą ze skali opracowania.

W obszarze północno-wschodniej części Polski wyróżniono w ten sposób 27 regionów klimatycznych, które nazwano od centralnie położonej miejscowości (rys. 11).

Z regionalizacji wyłączono obszar Warszawy, gdyż na jej warunki klimatyczne silny wpływ wywiera samo miasto (klimat miejski).

Szczegółową charakterystykę wyróżnionych regionów klimatycznych północno-wschodniej części Polski przedstawia tabela 20.



Rys. 11. Regiony klimatyczne północno-wschodniej części Polski

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

Z pozostałych elementów klimatu wybrano: sumy opadów w styczniu, kwietniu, lipcu i październiku, roczne sumy opadów oraz roczną amplitudę sum opadów; wilgotność względną w tych samych miesiącach, sumy parowania terenowego w sezonie letnim oraz w roku; wybrano też liczbę dni z pokrywą śnieżną – łącznie 13 map.

Tabela 20. Część 1. Liczbowa charakterystyka regionów klimatycznych północno-wschodniej części Polski. a. Średnia dobową temperaturę (°C), b. Temperatura maksymalna (°C), c. Temperatura minimalna (°C), d. Amplituda dobową temperatury, e. Suma miesięczną opadów (mm), f. Amplituda roczną temperatury (°C), g. Długość zimy (dni), h. Długość lata (dni), i. liczba dni z pokrywą śnieżną, j. Sumy roczne opadów (mm)

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

Tabela 20. cd. Część 2

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

Tabela 20. cd. Część 3

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

Tak przygotowaną mapę pokryto siatką kwadratów o powierzchni 100 km². Następnie policzono ile izarytm przechodzi przez każde z pól, liczbę ich odniesiono do środka pola. Sporządzono 3 rodzaje map zbiorczych: z całego materiału, tylko z cech termicznych oraz z charakterystyk wilgotnościowo-opadowych. Na mapach tych zaznaczono linie (osie) największych gradientów (ilości izarytm przechodzących przez pole podstawowe) będące granicami klimatycznymi. Tam gdzie były dwie linie gradientów (sumaryczna i termiczna bądź sumaryczna i wilgotnościowa), można było przeprowadzić wyraźną granicę regionu (linia ciągła), natomiast tam gdzie przechodzi jedna linia (z cech termicznych bądź opadowych), granica jest mniej wyraźna (linia przerywana).

2.5. Summary

The purpose of this elaboration is the determination of geographical factor influence on the area of meteorological variables in the North-East Poland.

The dependence of 80 meteorological and 19 phenological variables on latitude (ϕ), longitude (λ) and height above sea level (H) were investigated. Names, symbols and units of the variables are given in Table 21.

The Atlas was elaborated on the basis of data obtained from 78 stations of the Institute for Meteorology and Water Management, for the period 1951-1965. The distribution of the stations in the investigated area is shown on Fig. 1. The exception are precipitation stations (293), which are shown on Fig. 2. Data concerning phenological phases come from elaboration by Kozłowska-Szczęśna and Sokołowska (1970), for the decade 1951-1960.

Evaporation for the warm spell was determined from the Budyńsko formulae (1976). In turn, effective precipitation for these station in years 1951-1970 was determined after taking into account rain gauge wetting correction and its position, elaborated by Chomicz (1971).

The most important climate features in this part of Poland are determined by: arithmetical mean value, standard deviation, equation of the straight lines, plane and hyperplane regression, remainder variance, and coefficient of multiple correlation.

Spatial distribution of separate variables in this part of Poland are determined by: arithmetical mean value, standard deviation, equation of the straight lines, plane and hyperplane regression, remainder variance, and coefficient of multiple correlation.

Spatial distribution of separate variables in the North-East Poland (months, seasons of the year, half-year and year) is characterized by isarithms on maps No 3 to 340, and their statistic values are given in Tables No 2 to 138.

Due to geographical position this region, especially its north-eastern part, stands out as the coldest in Poland (with exception of the mountains) mainly in the cold part of the year. Following this are: extended winter period and shortened summer, shortened growing season, the longest snow cover period, the shortest frost-free period. Besides, it is characterized by the highest annual range of air temperature and shortened transitory seasons, especially prespring. Other climatic elements, which are: winds (mainly light

westerly and northwesterly in summer, and southwesterly with significant growth of easterly winds in the winter), air humidity, the total of precipitation, and the number of days with precipitation, predominance of summer precipitation over winter, the number of sunny and cloudy days, do not distinguish this area from the rest of Poland.

Table 21. Meteorological parameters, their symbol and units

No	Sym	Meteorological parameter	Unit	No	Sym	Meteorological parameter	Unit
1	T	Air temperature	°C	40	N	Cloudiness	1/10
2	ΔT	Annual temperature range	°C	41	L_o	Sunny days	d
3	T_{\max}	Maximum temperature	°C	42	L_{\bullet}	Cloudy days	d
4	T_{\min}	Minimum temperature	°C	43	L_m	Days with fog	d
5	$\Delta A'$	Annual difference	°C	44	P	Precipitation	mm
6	A	Diurnal temperature range	°C	45	P_A	Precipitation rage	mm
7	T_{\max}	Absolute max temperature	°C	46	P_r	Effective precipitation	mm
8	T_{\min}	Absolute min temperature	°C	47	P_{\max}	Diurnal precipitation max	mm
9	ΔA	Abs. temperature range	°C	48	L	With precipitation $\geq 0,1$ mm	d
10	τ_1	The beginning of prespring	d	49	L_o	With precipitation $\geq 1,0$ mm	d
11	τ_2	The end of prespring	d	50	l_o	With precipitation $\geq 10,0$ mm	d
12	τ_3	Duration of prespring	d	51	L_b	Days with thunderstorm	d
13	τ_4	The beginning of prespring	d	52	D_1	First snow cover	d
14	τ_5	The end of prespring	d	53	D_2	Last snow cover	d
15	τ_6	Duration of prespring	d	54	L_s	Days with snow cover	d
16	τ_7	The beginning of summer	d	55	v	Wind speed	m/s
17	τ_8	The end of summer	d	56	l_v	With wind speed ≥ 10 m/s	d
18	τ_9	Duration of summer	d	57	L_v	With wind speed > 15 m/s	d
19	τ_{10}	The beginning of autumn	d	58	L_c	Frequency of calm	%
20	τ_{11}	The end of autumn	d	59	F_1	Beginning of birch foliation	d
21	τ_{12}	Duration of autumn	d	60	F_2	Fall of birch leaves	d
22	τ_{13}	Beginning of prewinter	d	61	F_3	Beginning of fruit trees blooming	d
23	τ_{14}	The end of prewinter	d	62	F_4	End of fruit trees blooming	d
24	τ_{15}	Duration of prewinter	d	63	F_5	Sprout of oat	d
25	τ_{16}	The beginning of winter	d	64	F_6	Oat harvesting	d
26	τ_{17}	The end of winter	d	65	F_7	Sprout of sugar beet	d
27	τ_{18}	Duration of winter	d	66	F_8	Cropping of sugar beet	d
28	τ	Growing season	d	67	F_9	Snowing of yellow lupine	d
29	τ_w	Late (spring) frosts	d	68	F_{10}	Sprout of yellow lupine	d
30	τ_j	Early (autumn) frosts	d	69	F_{11}	Yellow lupine flowering	d
31	o	Frost-free period	d	70	F_{12}	Yellow lupine harvesting	d
32	L_1	Days with frost	d	71	F_{13}	Snowing of flax	d
33	L_2	Very frosty days	d	72	F_{14}	Sprout of flax	d
34	l_1	Hot days	d	73	F'_{14}	Flowering of flax	d
35	l_2	Frosty days	d	74	F_{15}	Flax harvesting	d
36	E	Evaporation from	mm	75	F_{16}	Beginning of I clover swatch	d
37	e	Water vapour pressure	hPa	76	F_{17}	Beginning of I meadow swatch	d
38	f	Relative humidity	%	77	F_{18}	End of first meadow swatch	d
39	Δ	Humidity deficit	hPa				

Analysis of distribution of climate elements on the presented maps in the Atlas shows that the largest spatial differentiation have such characteristics as air temperature and humidity. For example, hypsometric gradient value of air temperature is about 1°C/100 m during the cold half-year, when average for Poland is 0,4°C/100 m. During

the warm half-year the value of the hypsometric gradient is almost the same as for the rest of Poland: $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Decrease of temperature to the north is $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$. Also in the cold half-year temperature decreases to the east $0,18^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ and in the warm half-year slightly rises $0,02^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$.

Interesting is the comparison of precipitation areas gradients components in the north-eastern part of Poland to the whole country. Obtained values of the hypsometric gradient for the both half-year period are 2-3 times smaller than the ones for the whole Poland. The increase of precipitation in the warm half-year period goes with the rise above sea level, as follows: North-East Poland $P = 10,6\text{ mm}/100\text{ m}$, Poland $P = 34,3\text{ mm}/100\text{ m}$. Precipitation in the warm seasons in Poland decreased to the north $10,3\text{ mm}/1^{\circ}\varphi$. However in the north-eastern part increases in this direction $20,2\text{ mm}/1^{\circ}\varphi$. Characteristic for the whole territory of Poland decrease of summer precipitation to the east is not observed here.

These elements of the climate formed the basis for regionalization (synthesis), which distinguishes areas of similar climatic features. To delimit such areas in the north-east part of Poland Romer's method of isogradients (1949, 1962) was used, slightly modified due to the scale of the elaboration.

III. KLIMAT PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI WEDŁUG MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH J. KONDRACKIEGO I J. OSTROWSKIEGO Z UWZGLĘDNIENIEM BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO

Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka

Wprowadzenie

Celem rozdziału jest przedstawienie cech osobliwych klimatu poszczególnych makro i mezoregionów wchodzących w skład północno-wschodniej części (NE) Polski

Przedstawiono wyniki analiz zawartych w maszynopisie pracy pt. *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) północno-wschodniej części Polski według podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (1975), zleconej przez IG i PZ PAN oraz ważniejsze wyniki badań eksperymentalnych prowadzonych później na tych terenach przez Zakład Klimatologii UW. Problematyka opracowania (umownego) została sprecyzowana w przeprowadzonych bezpośrednio rozmowach z Prof. dr J. Paszyńskim – kierownikiem Zakładu Dynamiki Środowiska Geograficznego Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Warszawie oraz z dr M. Kluge.

Szczegółową charakterystykę klimatu poszczególnych jednostek fizycznogeograficznych oparto na wynikach analizy parametrów meteorologicznych z ok. 60 stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej za okres 15-letni 1951-1965. Należy jednak już tu zaznaczyć, że wobec poważnych braków w materiałach nie wszystkie elementy można było opracować za okres 15 lat. Dlatego też przy charakterystykach poszczególnych elementów klimatologicznych brana była różna liczba punktów. Liczbę rozpatrywanych stacji i długość serii pomiarowych podano w odpowiednich tabelach (* oznacza dane z krótszego przedziału czasu 1951-1960 lub 1956-1965).

Dane za pierwsze 3 lata i na rok 1965 dostarczył nam Zleceniodawca a pozostałe dane wypisano kolejno z opublikowanych roczników meteorologicznych. Rozmieszczenie stacji w makro i mezoregionach wykazuje, że rozkład ich jest zdecydowanie nierównomierny.

Intensywność procesów cieplnych zachodzących w pobliżu powierzchni ziemi (w dolnej warstwie troposfery) nad obszarem NE Polski w różnych porach roku, odzwierciedlają charakterystyki termiczne (średnia dobową, średnia maksymalna i minimalna).

Spośród składowych obiegu wody wyeksponowano wilgotność powietrza charakteryzując ją wilgotnością względną i niedosytem wilgotności powietrza. Ponadto uwzględniono zachmurzenie i opad.

Natomiast o intensywności ruchów poziomych powietrza informuje w pewnym stopniu prędkość wiatru.

Charakterystykami uzupełniającymi dla wymienionych elementów klimatologicznych w przyjętych jednostkach czasu (miesiąc, rok są dla: temperatury – liczba dni z $T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$, zachmurzenia – liczba dni pogodnych i pochmurnych, dla opadu – liczba

dni z opadem $>1,0$ mm i $>10,0$ mm, liczba dni z pokrywą śnieżną oraz daty jej pojawienia się i zaniku.

Wymienione parametry traktowano zazwyczaj jako podstawę przy charakterystyce klimatu poszczególnych jednostek fizycznogeograficznych.

Dla pełniejszego zobrazowania warunków termicznych dodatkowo uwzględniono inne wskaźniki termiczne jak: okres występowania przymrozków, liczbę dni z $t_{\max}>30^{\circ}\text{C}$, liczbę dni mroźnych $T_{\max}<0^{\circ}\text{C}$ i bardzo mroźnych $T_{\min}<-10^{\circ}\text{C}$ oraz czas trwania termicznych pór roku za okres dziesięcioletni 1951-1960. Tu głównie korzystano z prac opublikowanych przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego oraz danych znajdujących się w archiwum Zakładu.

Podobnie postąpiono z wiatrem wypisując z Tabelarycznej części „*Atlasu Klimatu Polski – Wiatr*” częstość występowania kierunków wiatru oraz cisze.

Aby opisy klimatu makroregionów były w jakimś stopniu porównywalne, przyjęto następujący plan: opis fizycznogeograficzny, cechy osobliwe makroregionu, charakterystyka liczbowa poszczególnych elementów klimatologicznych – temperatura powietrza, wilgotność, zachmurzenie, wiatr, antropogeniczne wpływy na klimat.

Podobny schemat starano się utrzymać przy opisach mezoregionów, z tym, że najważniejszą miejscą poświęcono opisom mezoregionów cechujących się największymi odchyleniami dodatnimi i ujemnymi od przeciętnych warunków klimatycznych badanego makroregionu. Największe zróżnicowanie między makro i mezoregionami uwidoczniło się w warunkach termicznych.

Miesiącem najchłodniejszym w rozpatrywanym 15-leciu (1951-1965) jest luty, natomiast w 50-leciu (1881-1930) i 80-leciu (1881-1960) był styczeń. Przesunięcie to znajduje częściowo uzasadnienie w niezwykle surowej zimie 1956 roku, kiedy to okres długotrwałych i bardzo ostrych mrozów przypadł właśnie na ten miesiąc. Miesiącem najcieplejszym – podobnie jak w okresach wieloletnich jest lipiec.

Uzasadnieniem opisów jest pełna dokumentacja tabelaryczna. Przy opisie korzystano także z rozkładów przestrzennych poszczególnych elementów (ok. 200 map).

W skład badanego obszaru wchodzi 7 makroregionów i 46 mezoregionów. Ograniczamy się do wyliczenia makroregionów i podania w każdym z nich liczby mezoregionów. Są to:

- Pojezierze Litewskie – 5 mezoregionów
- Pojezierze Mazurskie – 7 mezoregionów
- Nizina Staropruska – 3 mezoregiony
- Nizina Północnomazowiecka – 7 mezoregionów
- Nizina Północnopodlaska – 8 mezoregionów
- Nizina Środkowomazowiecka – 9 mezoregionów
- Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie – 6 mezoregionów

oraz mezoregiony z sąsiednich makroregionów (Pojezierze Hławskie z makroregionu Pojezierze Wschodnio-Pomorskie: Kotlina Toruńska i Kotlina Płocka z makroregionu Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka; Podlaski Przełom Bugu, Wysoczyzna Kałuszyńska, Obniżenie Węgrowskie, Wysoczyzna Siedlecka z makroregionu Nizina Południowopodlaska).

Analiza całokształtu warunków klimatycznych poszczególnych jednostek fizycznogeograficznych wykazała, że należy wprowadzić pewne zmiany w istniejącym podziale J. Kondrackiego.

Pierwsza propozycja dotyczy Pojezierza Iławskiego, które można awansować do rangi makroregionu, względnie dołączyć go do Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego.

Druga sugestia dotyczy podziału Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Proponujemy, aby oddzielnie potraktować jej wschodnią część łącząc Kotlinę Toruńską i Płocką w odrębny makroregion – Kotlina Toruńsko-Płocka.

W pracy zleconej pt. *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizyczno-geograficznych (mezoregionów) północno-wschodniej części Polski według podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego (1975)* udział brali: Prof. dr Jerzy Kondracki, doc dr hab. Maria Stopa-Boryczka, dr Jerzy Boryczka, mgr Andrzej Dąbrowski, mgr Krzysztof Frączkiewicz (absolwent) oraz studenci IV roku specjalizacji klimatologicznej: Julita Cedzyńska, Danuta Danielak, Anna Frankowska, Ewa Kalecińska, Małgorzata Zalewska i Monika Żyromska.

Charakterystykę klimatu niektórych jednostek fizycznogeograficznych uzupełniono wynikami szczegółowych badań własnych prowadzonych w różnych latach przez Zakład Klimatologii UW.

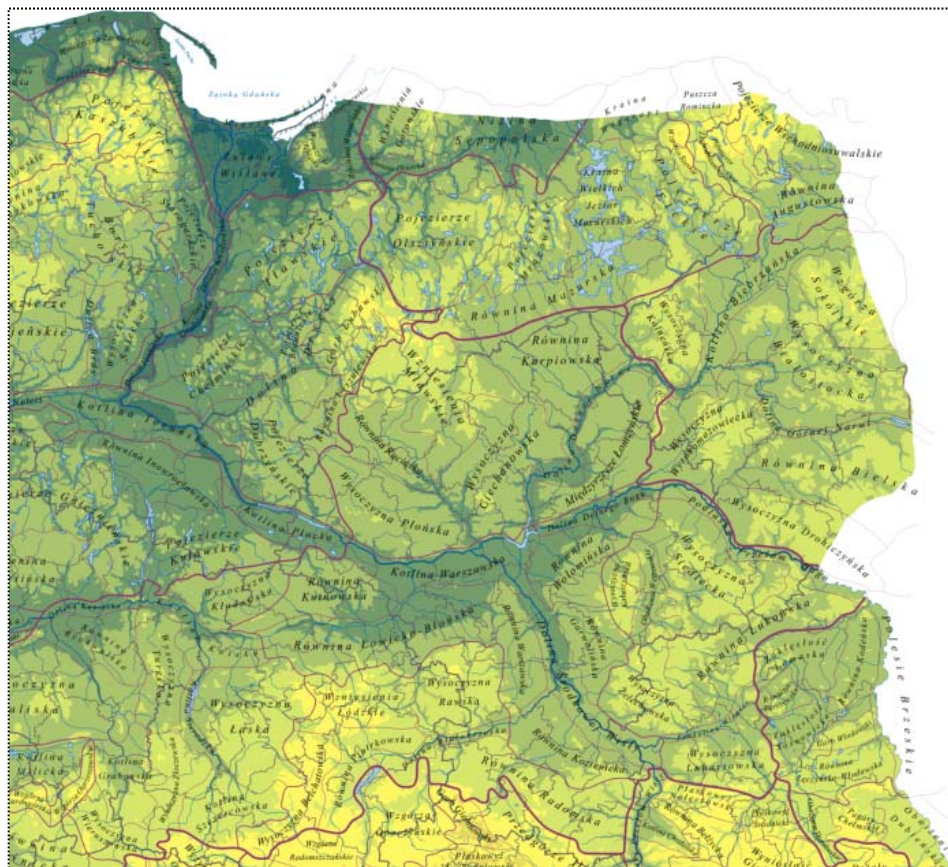
Wersje skrócone wyników badań eksperymentalnych, dotyczących zróżnicowania klimatu lokalnego zamieszczono bezpośrednio po opisach makroregionów i mezoregionów przed dokumentacją tabelaryczną. Wersje zaś rozszerzone niektórych prac przedstawiono w wydzielonym rozdz. V pt. *Badania eksperymentalne klimatu lokalnego na przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych i bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW* oraz w rozdz. VI pt. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego północno-wschodniej Polski w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW*.

Dołączono też mapy fizyczne z rozmieszczeniem makroregionów i mezoregionów oraz miejscowości w których zlokalizowane są stacje meteorologiczne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Mapę z rozmieszczeniem stacji meteorologicznych IMGW zamieszczono też wcześniej (patrz. rozdz. II).

Wykaz wszystkich skrótów prac magisterskich, dotychczas opublikowanych, zamieszczono w rozdz. IV pt. *Postęp badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski na przykładzie Niziny Mazowieckiej (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)*.

REGIONY FIZYCZNOGEOGRAFICZNE
Jerzy Kondracki, Jerzy Ostrowski

832.2	Pojezierze Litewskie	319.6	Nizina Północnomazowiecka
832.21	Puszcza Romincka	319.61	Wysoczyzna Płóńska
832.22	Pojezierze Zachodniosuwalskie	319.62	Równina Raciąska
832.23	Pojezierze Północnosuwalskie	319.63	Wzniesienia Mławskie
832.24	Pojezierze Sejneńskie	319.64	Wysoczyzna Ciechanowska
832.25	Pojezierze Augustowskie	319.65	Równina Kurpiowska
832.1	Pojezierze Mazurskie	319.66	Dolina Dolnej Narwi
832.11	Pojezierze Olsztyńskie	319.67	Międzyrzecze Łomżyńskie
832.12	Pojezierze Mrągowskie	833.1	Nizina Północnopodlaska
832.13	Kraina Wielkich Jezior	833.11	Wysoczyzna Kolneńska
832.14	Kraina Węgorapy	833.12	Kotlina Biebrzańska
832.15	Garb Szeski	833.13	Wysoczyzna Białostocka
832.16	Pojezierze Elckie	833.14	Wzgórze Sokólskie
832.17	Równina Mazurska	833.15	Wysoczyzna Wysokomazowiecka
831.1	Nizina Staropruska	833.16	Dolina Górnej Narwi
831.11	Wzniesienia Górskie	833.17	Równina Bielska
831.12	Równina Ornecka	833.18	Wysoczyzna Drohicka
831.13	Równina Sępopolska	319.9	Nizina Południowopodlaska
314.53	Pojezierze Iławskie	319.91	Podlaski Przełom Bugu
315.2	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka	319.92	Wysoczyzna Kąszyńska
315.22	Kotlina Freienwalde	319.93	Obniżenie Węgrowskie
315.23	Kotlina Gorzowska	319.94	Wysoczyzna Siedlecka
315.24	Dolina Środkowej Noteci	319.95	Wysoczyzna Żelechowska
315.25	Kotlina Toruńska	319.96	Równina Łukowska
315.26	Kotlina Płocka	319.97	Pradolina Wieprza
315.3	Pojezierze. Chełmińsko-Dobrzyńskie	319.98	Wysoczyzna Lubartowska
315.31	Pojezierze Chełmińskie	319.7	Nizina Środkowomazowiecka
315.32	Pojezierze Bródnicke	319.71	Równina Kutnowska
315.33	Dolina Drwęcy	319.72	Równina Łowicko-Błońska
315.34	Pojezierze Dobrzyńskie	319.73	Kotlina Warszawska
315.35	Garb Lubawski	319.74	Dolina Dolnego Bugu
315.36	Równina Urszulewska	319.75	Dolina Środkowej Wisły
		319.76	Równina Warszawska
		319.77	Równina Kozieniecka
		319.78	Równina Wołomińska
		319.79	Równina Garwolińska



Rys. 2. Granice jednostek fizycznogeograficznych północno-wschodniej Polski wg podziału J. Kondrackiego

3.1. Klimat mezoregionów Pojezierza Litewskiego (832.2)

Pojezierze Litewskie obejmuje północno-wschodni skrawek Polski, z tym że większa jego część leży poza granicami naszego kraju. W Polsce znajduje się 5 mezoregionów: 832.21 Puszcza Romincka, 832.22 Pojezierze Zachodniosuwalskie, 932.23 Pojezierze Północnosuwalskie, 832.24 Pojezierze Sejneńskie, 832.25 Równina Augustowska

(rys. 1). Badany makroregion należy do podprowincji Pojezierza Wschodniobałtyckiego, granicząc na południu z Niziną Północnopodlaską a na zachodzie z Pojezierzem Mazurskim.

Cały obszar obniża się w kierunku południowym. Część północna to morenowe obszary z okresu zlodowacenia bałtyckiego o słabym przekształceniu peryglacjalnym, wyraźnych formach, zróżnicowanej rzeźbie i znacznych deniwelacjach o wysokości przekraczającej 200 m nad poziomem morza. Najwyższe wzniesienia dochodzą prawie do 300. Charakterystyczną cechą południowej części tego makroregionu są liczne jeziora oraz zabagnione obniżenia wytopiskowe.

Na uwagę zasługuje także duży stopień zalesienia z takimi kompleksami leśnymi jak: Puszcza Augustowska i Romincka z szeregiem mniejszych skupisk leśnych o drzewostanie sosnowym i świerkowym (Kondracki, 1967).



Rys. 3. Mezoregiony Pojezierza Litewskiego

Charakterystykę klimatu Pojezierza Litewskiego oparto na 2 stacjach meteorologicznych znajdujących się w Suwałkach i Sejnach. Pierwsza z nich leży w północnej części Równiny Augustowskiej i jest reprezentatywna dla środkowej części makroregionu, druga zaś w centrum Pojezierza Sejneńskiego i jest charakterystyczna dla jego wschodniej części. Natomiast brak punktów pomiarowych na północy i na południu. Fakt ten nie pozwala na pełną i bardziej szczegółową ocenę klimatyczną poszczególnych mezoregionów.

Analiza całokształtu warunków klimatycznych północno-wschodniej części Polski wykazała, że Pojezierze Litewskie stanowi jeden z najchłodniejszych makroregionów nizinnej Polski, z uwagi na stosunkowo ostre i długie zimy. Lato jest nieco cieplejsze, nie wyrównuje to jednak surowych i dłużej trwających zim.

Stosunkowo duża odległość tego makroregionu od Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego sprawia, że dominują tu masy powietrza polarnego pochodzenia kontynentalnego lub im podobne – polarnomorskie stare. Wpływ tych mas na warunki termiczne różnicuje się w zależności od pory roku, w zimie oddziałują one ochładzająco natomiast w lecie ocieplająco. Potwierdzeniem tego są większe wahania temperatury powietrza w ciągu roku ok. 23,0°C (od -6°C w lutym do ok. 17,0°C w lipcu) niżby to wynikało z położenia geograficznego.

Większy wpływ na amplitudę roczną ma minimum aniżeli maksimum temperatury, co jest niewątpliwie cechą klimatu kontynentalnego (tab. 1). Uwzględniając miesiące najbardziej charakterystyczne dla pory zimowej i letniej stwierdzamy, że znacznie większe kontrasty termiczne uwiadcniają się w średnich ekstremalnych ok. 32,0°C (od T_{\min} ok. -9,0 do T_{\max} ok. 22,0°C – tab. 2 i 3) a największe w absolutnych ekstremach ok. 67,0°C (od min -32,0°C 31 I, 1 II 1956 do max 35,3°C 13 VIII 1959 – Suwałki). Dla pełniejszego zobrazowania tych niekorzystnych warunków termicznych Pojezierza Litewskiego uwzględniono dodatkowo wskaźniki uzupełniające liczbę dni przymrozkowych, mroźnych i bardzo mroźnych oraz gorących i upalnych. Przymrozki ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu są tu zjawiskiem normalnym od października do maja (początek 15 X – koniec 14 V, czas trwania 212 dni – Suwałki) tak więc są tylko 3 miesiące (czerwiec, lipiec i sierpień), kiedy to w badanym makroregionie temperatura nie spada poniżej 0°C (Stopa, 1968). Dni mroźne ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) występują zasadniczo w 5 miesiącach półroczu chłodnego (listopad-marzec), z tym że pojawiają się już w październiku, a znikają dopiero w kwietniu.

W okresie właściwej zimy (grudzień-luty), dni mroźne są już dość częstym zjawiskiem, jednakże największa ich częstość przypada na styczeń i luty (po 17 w Suwałkach). Za okres całego sezonu zimowego najwyższa ich liczba sięga 60 (63 dni – Suwałki). Dni bardzo mroźne ($T_{\min} < -10^{\circ}\text{C}$) zdarzają się średnio 30 razy (33 – Suwałki). Okres ich występowania rozpoczyna się w październiku i kończy w marcu; w październiku dni mroźne obserwuje się sporadycznie. Luty wśród pozostałych miesięcy zimowych wyróżnił się największą liczbą dni mroźnych (12 – Suwałki). Dni gorące ($T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$) notowane są średnio w ciągu roku 30 razy (32 – Suwałki). Występują one od kwietnia do września włącznie, lecz największa ich częstość przypada na dwa miesiące letnie (lipiec, sierpień – tab. 4). Dni upalne ($T_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) występują w okresie od maja do września z maksimum w lipcu (10,2°C – Suwałki). Należy jeszcze zwrócić uwagę na czas trwania termicznych pór roku, które w tym makroregionie zdecydowanie odbiegają od pozostałych. Zima pojawia się tu najwcześniej w Polsce, bo średnio pod koniec listopada, a jej koniec przypada na trzecią dekadę marca (początek 29 XI – koniec 22 III – Suwałki). Zima trwa średnio około 110 dni (114 – Suwałki) a więc ponad 3,5 miesiąca. Początek wiosny przypada na drugą dekadę kwietnia, koniec zaś na pierwszą dekadę czerwca (początek 13 IV, koniec 6 VI – Suwałki). Wiosna trwa średnio około 2 miesięcy (57 dni – Suwałki). Lato najwcześniej pojawia się w pierwszej dekadzie czerwca, natomiast kończy się w trzeciej dekadzie sierpnia (początek 7 VI – koniec 23 VIII – Suwałki) a czas trwania wynosi 78 dni. Jesień pojawia się stosunkowo wcześniej bo już w trzeciej dekadzie sierpnia, koniec zaś przypada na ostatnie dni października (24 VIII – 1 XI – Suwałki). Przeciętna jej długość wynosi ponad 2 miesiące (70 dni – Suwałki).

Analiza przestrzenna rozkładu wilgotności wykazała, że makroregion ten jest nieco suchszy od sąsiednich zwłaszcza w miesiącach półrocza letniego. Podobnie jak w pozostałych makroregionach miesiącem o najniższej wilgotności względnej jest maj (69% – Suwałki). Stosunkowo niskie wartości wilgotności względnej występują również w czerwcu (tab. 5). Z kolei miesiącem o najwyższych wartościach tego parametru jest grudzień (90% - Suwałki). Należy jednak uzupełnić, że dane dla listopada i stycznia niewiele odbiegają od wyżej wymienionych. Uzupełniającym wskaźnikiem wilgotności mającym duże znaczenie dla różnych procesów fizjologicznych jest niedosyt wilgotności powietrza (tab. 6). Średnie miesięczne wartości wahają się od 0,6 hPa w miesiącach zimowych do 6,5 hPa w czerwcu, co widać na przykładzie Suwałk.

Pojezierze Litewskie wyróżnia się największym zachmurzeniem w Polsce (od ok. 6,0 we wrześniu do ok. 9,0 w listopadzie – tab. 7). Najkorzystniejsze warunki pod tym względem panują we wrześniu i w marcu. Z miesięcy półrocza ciepłego lipiec wyróżnia się zwiększonym zachmurzeniem. Najbardziej zachmurzone niebo obserwuje się w listopadzie i grudniu. W innym aspekcie warunki zachmurzenia charakteryzują liczby dni pogodnych (tab. 8) i pochmurnych (tab. 9). Średnio dni pogodnych przypada tu około 22 z minimum na przełomie jesieni i zimy. Z miesięcy wiosennych stosunkowo najkorzystniejszy jest marzec, jesiennych – wrzesień i letnich – sierpień. Średnia liczba dni pochmurnych w roku wynosi około 170. Najwięcej dni o zachmurzeniu powyżej 8 notowano zgodnie w listopadzie i grudniu. Miesiące sierpień i wrzesień wyróżniają się najmniejszą liczbą dni pochmurnych (9-10 na miesiąc).

Opad należy do elementów bardzo zmiennych zarówno w czasie jak i przestrzeni, nawet na tak małym obszarze jak Pojezierze Litewskie wykazuje dość duże zróżnicowanie i to zarówno w sumach miesięcznych, jak i rocznych. Podobnie jak w północnej części Pojezierza Mazurskiego średnie roczne sumy opadu kształtują się w granicach 600 mm (575 mm – Suwałki, tab. 10). Pod względem wartości opadu w poszczególnych miesiącach pierwsze miejsce zajmuje lato, a w nim sierpień z sumami najwyższymi (84 mm – Suwałki). Najmniej obfituje w opady wiosna; w marcu notowane jest minimum roczne (27 mm – Suwałki). Odpowiednio do wysokości opadu kształtuje się liczba dni z opadem >1,0 mm (tab. 11). Najwięcej jest ich w miesiącach o największej sumie opadów (10,6 sierpień, 10,5 lipiec – Suwałki), najmniej w marcu (5,9 – Suwałki). Znacznie rzadziej notowano dni z opadem >10 mm – średnio raz na miesiąc ze zwiększoną ich częstością w okresie letnim (2 w miesiącu – tab. 12). Pokrywa śnieżna utrzymuje się tu bardzo długo (początek 16 XI, koniec 15 III – Suwałki) z maksimum w miesiącach styczeń, luty (26 i 25 dni – tab. 13). Dni z burzą jest przeciętnie 21 na rok. Zjawisko to najczęściej obserwowane jest w półroczu letnim (kwiecień-wrzesień) w liczbie 1-6 dni na miesiąc. Miesiącem najbardziej burzowym na tym terenie podobnie jak w całej Polsce jest lipiec (6 – Suwałki).

Podobnie jak w pozostałych makroregionach notowane są tu najczęściej wiatry z sektora zachodniego (W 16,4%, SW 16,3%, NW 11,8% – Suwałki) (tab. 14) oraz południowowschodnie (SE 13,8%). Najmniejsza ich częstość przypada na kierunek północny (N 8,0%). Wiatry zachodnie są szczególnie często notowane w miesiącach zimowych (SW 24,9% w styczniu i 24,7% w grudniu), jesiennych (21,6% we wrześniu) i letnich (NW 20,1% w czerwcu). Udział ciszy jest stosunkowo mały poniżej 10% (8,7 – Suwałki) z maksimum na przełomie lata i jesieni (11,8% w sierpniu i 11,9% we wrze-

śniu). Niezależnie od pory roku Pojezierze Litewskie wyróżnia się dużymi prędkościami wiatru (od ok. 4,0 m/s w miesiącach letnich do 6,0 m/s w styczniu – tab. 15).

Odchylenie od ogólnie przedstawionej charakterystyki klimatu makroregionu – głównie na przykładzie Suwałk należy spodziewać się przede wszystkim w mezoregionach Pojezierze Północnosuwalskie, Puszcza Romincka i Równina Augustowska. Ze względu na większe wysokości względne i bardziej urozmaiconą rzeźbę terenu należy się spodziewać na Pojezierzu Północnosuwalskim niższych temperatur, większych wahań temperatury w ciągu doby, większych prędkości wiatru zwłaszcza przy kierunkach z sektora wschodniego oraz wyższych sum opadu atmosferycznego zwłaszcza z miesiącami letnich. W Puszczy Rominckiej niekorzystne warunki klimatyczne mogą być w dużym stopniu niwelowane przez las. Na klimat lokalny Równiny Augustowskiej duży wpływ mają zbiorniki wodne i tereny podmokłe, co uwidacznia się głównie w okresie letnim. Zasadniczymi cechami klimatu lokalnego terenów leżących w sąsiedztwie zbiorników wodnych są stosunkowo małe wahania temperatury w ciągu doby. Wpływ jezior oddziałuje w kierunku obniżenia maksimum i zawyżenia minimum temperatury w ciągu doby. Poza tym charakterystyczne może być okresowo silniejsze nawietrznie przy wiatrach od strony jeziora i większa możliwość występowania mgieł przy pogodzie bezwietrznej. Znaczny procent zalesienia tego mezoregionu to nie tylko walory krajoznawcze, ale przede wszystkim czystość powietrza i ochrona przed silniejszymi wiatrami.

Z przedstawionego opisu widać, że Pojezierze Litewskie wykazuje cechy klimatu kontynentalnego. Niekorzystne warunki termiczne utrudniają na tym terenie zwłaszcza gospodarkę rolną, która ma lepsze perspektywy w kierunku hodowlanym.

Badania eksperymentalne wpływu rzeźby terenu i zbiorowisk leśnych na klimat lokalny Pojezierza Litewskiego

Istotne znaczenie poznawcze mają wyniki pomiarów meteorologicznych wykonane na tych terenach podczas praktyk studenckich I roku geografii Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego, które wykorzystane w pracach magisterskich np.:

- Okońska J., 1980, *Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim*,
- Maliszewski A., 1968, *Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965*.

W pracy **Jolanty Okońskiej** scharakteryzowano warunki odczuwalne (korzystne i niekorzystne dla człowieka) na terenie o wyjątkowo urozmaiconej rzeźbie.

Opracowano wyniki obserwacji terenowych prowadzonych na wybranych punktach w lipcu 1964 r. oraz w lipcu 1965 r., tj. profil A – Smolniki, Kleszczówek, Sidory i profil B – Jeleniewo, Krzemianka, Krzemieniucha.



Rys. 1. Punkty pomiarowe; Smolniki, Kleszczówek, Sidory



Rys. 2. Punkty pomiarowe; Jeleniewo, Krzemianka, Krzemieniucha

Stwierdzono, że

- korzystne warunki odczuwalne występują na zboczach o ekspozycji zachodniej czego przykładem jest punkt V (Sidory),
- mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień, punkty (Smolniki drugi punkt), IV (Kleszczówek drugi punkt), VI (Jeleniewo), VIII (Krzemieniucha),
- niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień. Przykładem jest punkt III (Kleszczówek baza).

Ponadto z przeprowadzonej analizy warunków odczuwalnych wynika, że:

- duże zróżnicowanie warunków odczuwalnych występuje w czasie gorącego lata (lipiec 1964 r.), natomiast prawie nie występuje w czasie chłodnego lata (lipiec 1965 r.),
- w czasie chłodnego lata zdecydowanie częściej niż w czasie gorącego lata występują korzystne warunki odczuwalne,
- miejscem na badanym obszarze jest podmokłe zagłębienie znajdujące się w obrębie dużej doliny przebiegającej z południowego zachodu na północny wschód.

Punkty pomiarowe można uporządkować według średniej najwyższej (a) i najniższej (b) wartości temperatury efektywnej (TE):

Lipiec 1964					
TE	a		TE	b	
20,4	nr III	Kleszczówek baza	10,3	nr V	Sidory
20,0	nr IV	Kleszczówek punkt 2	12,0	nr II	Smolniki baza
19,0	nr II	Smolniki baza	12,6	nr IV	Kleszczówek punkt 2
18,8	nr I	Smolniki punkt2	13,7	nr I	Smolniki punkt 2
18,1	nr V	Sidory	14,3	nr III	Kleszczówek baza

Lipiec 1965					
TE	a		TE	b	
14,8	nr II	Smolniki baza	6,4	nr I	Smolniki punkt 2
14,1	nr III	Kleszczówek baza	6,7	nr IV	Kleszczówek punkt 2
13,7	nr II	Sidory	7,8	nr I	Smolniki baza
13,1	nr I	Smolniki punkt 2	8,5	nr V	Sidory
12,4	nr V	Kleszczówek punkt 2	8,8	nr III	Kleszczówek baza

Średnie prędkości wiatru dla każdego ze stanowisk pomiarowych o godz. 6²⁸, 12²⁸, 20²⁸, wynoszą:

v [m/s]		Lipiec 1964			Lipiec 1965		
		6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸	6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸
I	Smolniki – drugi punkt	1,3	2,4	1,2	2,4	2,9	1,1
II	Smolniki – baza	2,3	3,1	1,5	1,7	2,0	0,8
III	Kleszczówek – baza	1,0	1,8	0,2	1,7	2,1	0,4
IV	Kleszczówek – drugi punkt	2,0	2,2	1,1	3,3	4,6	1,3
V	Sidory	2,8	3,5	2,0	1,7	3,1	1,3

Z przedstawionego zestawienia wynika, że najmniejsze prędkości wiatru występowały na punkcie III (Kleszczówek baza) położonym najniżej ze wszystkich punktów pomiarowych

Dla obszaru o średniej wieloletniej temperaturze powietrza $< 7^{\circ}\text{C}$ i dla miesiąca lipca skala warunków odczuwalnych jest następująca:

	TE
Zimno	$\leq 6,0$
Chłodno	10,0-6,1
Komfortowo	14,0-10,1
Ciepło	17,0-14,1
Gorąco	$> 17,0$

Korzystne warunki odczuwalne występują na zboczu o ekspozycji zachodniej. Przejawiają się w stosunkowo dużej częstości „komfortu” (około 24%) wg *TE*. Odczucie „komfortu” występuje w ciągu całego dnia z wyraźnym zwiększeniem częstości w godzinach wieczornych (do około 45% w *TE*). Ponadto na tym terenie stan parności występuje rzadko (około 5%). Nie widać tu również zależności częstości stanu „komfortu” od warunków pogodowych.

Mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień i charakteryzują się mniejszą, częstością „komfortu” (około 17% wg *TE*) w porównaniu z wyżej przedstawionym terenem. Stan parności notowany jest niezbyt często (od 2% do 5%) i występuje przede wszystkim w godzinach rannych oraz wieczornych, ale jeżeli wzniesienie otoczone jest dużą powierzchnią terenów podmokłych to stan parności występuje często (około 15%) i charakteryzuje się dużą częstością w ciągu całego dnia. Na wierzchołkach wzniesień głównym czynnikiem modyfikującym warunki odczuwalne jest wiatr. Przy większych prędkościach wiatru częstość „komfortu” maleje na korzyść warunków dyskomfortowych spowodowanych przechodzeniem organizmu.

Niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień, co widać wyraźnie na przykładzie punktu II (Kleszczówek baza) charakteryzującego się osłabioną wymianą powietrza i częstym występowaniem cisz. Ponadto w godzinach wieczornych rozpoczynają się sploty chłodnego powietrza w kierunku centrum obniżenia. Jest to teren predysponowany do częstego występowania zjawiska inwersji. Niekorzystne warunki odczuwalne przejawiają się tym, iż przy pogodzie upalnej występują bardzo często stany parności (około 20%) utrzymujące się w ciągu całego dnia z największą częstością w godzinach okołopołudniowych i wieczornych. Na uwagę zasługuje fakt, że obniżenie terenowe charakteryzuje się bardzo dużą zależnością częstości występowania „komfortu” od warunków pogodowych. I tak przy pogodzie upalnej występuje bardzo mała częstość „komfortu” (około 10% wg *TE*) oraz bardzo duża częstość dyskomfortu spowodowanego przegrzaniem organizmu (około 85% wg *TE*), natomiast przy pogodzie chłodniejszej częstość „komfortu” jest bardzo duża (około 25% wg *TE*). Jak widać warunki odczuwalne przy pogodzie chłodniejszej zdecydowanie polepszają się w obrębie podmokłego zagłębienia.

Przy tak zróżnicowanej rzeźbie jaka występuje na badanym obszarze powinno się przeprowadzać pomiary w różnych punktach form wypukłych i wklęsłych terenu także w godzinach nocnych. Wtedy bardziej widoczny byłby przebieg niektórych zjawisk np. występowanie inwersji temperatury, ocieplający wpływ jezior w porze nocnej.

W pracy **Andrzeja Maliszewskiego** wykorzystano wyniki pomiarów i obserwacji przeprowadzonych podczas praktyk studenckich I roku geografii. Stacje Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego znajdowały się w Smolnikach, Sidorach, Kleszczówku, Jeleniewie, Czarnakowiznie, Krzemiance oraz dodatkowo w lipcu 1965 roku w Macharcach i Augustowie.

Badano zależność dobowej amplitudy temperatury powietrza od zachmurzenia i prędkości wiatru. Ponadto na podstawie stosunku dobowej amplitudy na poziomach 25 i 150 cm obliczono współczynnik turbulencyjnej wymiany ciepła K_t (tab. 1).

Tabela 1. Średnie wartości stosunku amplitud temperatury na poziomie 25 i 150 cm oraz współczynnika K_i [cm^2/s] na stacjach uniwersyteckich (lipiec 1964 i 1965 r.)

	Lipiec 1964		Lipiec 1965	
	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i
Krzemianka	1,172	20	1,177	20
Sidory	1,163	20	1,170	20
Smolniki	1,137	30	1,106	50
Jeleniewo	1,179	20	1,111	20
Kleszczówek	1,194	20	1,189	20
Czarniakowizna	1,107	50	1,165	20

Na podstawie zestawionych wartości K_i można stwierdzić ogólnie, że średnia wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zarówno w jednym jak i w drugim roku nie przekraczają $50 \text{ cm}^2/\text{s}$, co świadczy o stosunkowo małej wymianie ciepła na drodze turbulencji. Wymieszanie powietrza było więc niewielkie.

Wartość współczynnika turbulencyjnej wymiany K_i waha się w przebiegu miesięcznym w bardzo dużych granicach: od kilkunastu tysięcy do kilkudziesięciu cm^2/s . Średnia wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany K_i w lipcu zarówno w 1964 jak i w 1965 roku nie przekraczają $50 \text{ cm}^2/\text{s}$, co świadczy o stosunkowo małej wymianie ciepła na drodze turbulencji.

Wzrost zachmurzenia powoduje zmniejszenie wartości amplitudy na wszystkich poziomach – mniejsze pionowe zróżnicowanie. Wzrost prędkości powoduje zwiększenie pionowego turbulencyjnego mieszania powietrza. Wartość współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zależy od stosunku amplitud z dwóch dowolnie wybranych poziomów (25 i 150 cm). Wzrost zachmurzenia i prędkości wiatru zwiększa wymianę ciepła na drodze pionowego turbulencyjnego ruchu powietrza.

Ważnym problemem badawczym jest wpływ lasu na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie dwóch prac magisterskich:

- Łozińska Z., 2008, *Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Rominckiej*,
- Hadam R., 2000, *Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy*.

Celem pracy **Zofii Łozińskiej** jest określenie roli typu siedliskowego lasu w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasów Puszczy Rominckiej. Jednocześnie zanalizowano znaczenie takich czynników jak skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron piętra głównego drzewostanu.

Materiał badawczy został zebrany na obszarze polskiej części Puszczy Rominckiej w okresie od kwietnia do października 2007 roku. Wykorzystano metodę marszrutową. Wyznaczono cztery trasy obejmujące łącznie 37 stanowisk. Dokonano pomiarów temperatury powietrza przy pomocy psychrometru Assmana, następnie z tablic psychrometrycznych odczytano charakterystyki wilgotności powietrza. Pomiary wykonywane były na wysokości 0,25 m i 1,5 m nad poziomem gruntu, w godzinach rannych (między godz. 7⁰⁰ i 9³⁰) lub wieczornych (między godz. 17⁰⁰ i 20⁰⁰) jest zbadanie roli siedliska leśnego w kształtowaniu klimatu lokalnego lasów Puszczy Rominckiej, jak również dokładne poznanie prawidłowości rządzących warunkami termiczno-wilgotnościowymi w tym kompleksie leśnym. Dodatkowy cel stanowi również zweryfikowanie pozna-

nych wcześniej prawidłowości oraz zgłębienie roli, jak odgrywa w kształtowaniu klimatu lasu charakter drzewostanu, jego skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron drzew.

Duże znaczenie w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasu ma jego pionowa budowa. Występowanie dodatkowych pięter roślinności, takich jak drugie piętro drzewostanu głównego, podrost i podszyt, najczęściej opóźnia poranne nagrzewanie się dna lasu, jak też jego wieczorne wychładzanie się. Dodatkowe piętra drzewostanu zmniejszają dobowe wahania temperatury powietrza w lesie, mają też wpływ na wilgotność powietrza. Podobną rolę jak dodatkowe piętra drzewostanu pełni stopień zwarcia koron – im większe zwarcie koron, tym większa izolacja wnętrza lasu od warunków panujących na zewnątrz. Młode drzewa liściaste mają słabo rozwinięte korony, dlatego nawet ich pełne zwarcie nie izoluje wnętrza lasu tak, jak gęste korony młodników świerkowych.

Praca **Jana Hadama** jest częścią badań nad warunkami klimatycznymi Wigierskiego Parku Narodowego, zapoczątkowanych przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii

i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w 1997 roku. Praca ta stanowi rozwinięcie tych badań w skali szczegółowej i dotyczy głównie warunków termicznych i wilgotnościowych siedlisk leśnych położonych w centralnej części parku, jaką stanowi dolina rzeki Czarnej Hańczy.

Główny materiał badawczy stanowią dane temperatury i wilgotności względnej powietrza, zebrane w latach 1997-2000, w siedliskach Doliny Czarnej Hańczy. Dane te uzyskano na drodze pomiarów wykonanych techniką marszrutową, za pomocą termohigrometru cyfrowego, na wysokości 1,50 m nad poziomem gruntu.

Obserwacje realizowano w wybrane dni miesiący letnich, podczas pogody insolacyjno-radiacyjnej, kształtowanej przez wyżowe układy baryczne i przy zachmurzeniu małym ≤ 2 . Pora wykonywania pomiarów oraz typ pogody wówczas występujący były czynnikami niezbędnymi dla określenia zakresu oddziaływania różnych rodzajów podłoża. Wymienione czynniki zapewniały najefektywniejsze nagrzanie terenu, zwiększając maksymalnie rolę oddziaływania różnych powierzchni czynnych w bilansie wymiany energetycznej. Najważniejsze wnioski:

- o zróżnicowaniu temperatury powietrza w Dolinie Czarnej Hańczy decyduje zwarć drzewostanu tutejszych zbiorowisk leśnych, szczególnie w strefie koron oraz charakter podłoża (zwarte korony i wilgotne podłoże sprzyjają obniżeniu temperatury powietrza),
- największe kontrasty termiczne w rytmie dobowym występują pomiędzy lasem świerkowym (chłodnym całą dobę) a terenem otwartym i polanami śródleśnymi (duże dobowe wahania temperatury),
- stwierdza się niezwykle istotną, rolę ewapotranspiracji jako czynnika znacznie wychładzającego powietrze, szczególnie nocą, większymi zdolnościami ewapotranspiracyjnymi cechują się środowiska z bujnym podszytem i runem leśnym (polany grądowe, olsy, łęgi),
- duży wzrost wilgotności podłoża w obrębie tego samego siedliska przyczynia się do wysokich spadków temperatury powietrza w tym siedlisku,
- dobowe wahania temperatury powietrza są tym większe, niż uboższe jest runo i podszyt danego zbiorowiska (patrz porównanie grąd-bór mieszany),

– wilgotność powietrza jest ogólnie determinowana wartościami temperatury w poszczególnych siedliskach, jednak jej rytm dobowy w dużym stopniu zależy od zasobów wodnych i zdolności ewapotranspiracyjnych biomasy roślinnej.

Wyniki wykonanych w tych samych terminach pomiarów ukazują dość znaczne zmniejszenie dobowych amplitud temperatury powietrza i wysoką wilgotność względną w strefie bezpośrednio sąsiadującej z jeziorem. W porze szczytowego oddziaływania Słońca obserwuje się mniejsze nagrzanie obszarów środkowego odcinka Doliny, a ujęciowe jeszcze mniejsze.

Obszerne skróty tych czterech prac magisterskich znajdują się w rozdz. VI. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego północno-wschodniej polski w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW.*

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	-4,1	-5,4	-2,1	5,9	11,6	15,9	17,1	15,6	10,5	7,3	1,7	-2,6	6,0
2. Suwałki	-4,4	-5,6	-2,3	5,7	11,6	16,1	17,3	16,3	12,7	7,1	1,4	-2,3	6,1

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	-1,6	-1,1	2,3	10,9	16,9	21,4	22,3	20,8	17,1	11,5	3,9	-0,4	10,3
2. Suwałki	-2,1	-2,6	1,7	10,6	16,6	21,2	22,4	21,6	17,2	11,0	3,6	-0,3	10,1

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	-7,3	-8,3	-6,4	1,2	5,4	9,4	11,1	10,6	6,5	3,5	-0,7	-5,3	1,6
2. Suwałki	-7,3	-9,2	-6,1	1,3	6,0	10,3	11,9	11,5	7,7	3,7	-0,8	-4,7	2,0

Tabela 4. Liczba dni z temperaturą maksymalną $\geq 25^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	·	·	·	0,2	1,9	5,9	4,1	1,5	6,5	·	·	·	20,5
2. Suwałki	·	·	·	1,3	6,0	10,3	11,9	11,5	7,7	·	·	·	25,2

Tabela 5. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Suwałki	88	86	80	74	69	70	73	76	80	85	89	90	80

Tabela 6. Średnia miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Suwałki	0,5	0,5	1,2	3,0	5,1	6,6	6,2	5,4	3,6	1,8	0,8	0,5	2,9

Tabela 7. Średnia miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	6,6	7,2	5,6	5,5	5,9	5,5	5,9	6,0	5,1	6,7	7,9	7,5	6,3
2. Suwałki	8,3	7,9	6,4	6,5	6,5	6,3	6,7	6,4	6,1	7,2	8,6	8,5	7,1

Tabela 8. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	1,8	1,6	5,7	4,3	1,6	2,5	2,2	2,1	4,8	2,7	1,1	1,4	31,7
2. Suwałki	1,5	1,5	4,5	2,4	1,4	1,5	1,4	1,6	2,7	1,5	0,8	1,0	21,8

Tabela 9. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	17,3	13,2	9,4	7,3	6,9	4,4	6,8	6,4	5,9	10,7	17,7	17,1	123,1
2. Suwałki	21,0	17,7	13,1	11,1	10,0	8,2	10,4	9,6	9,1	14,5	21,9	22,6	169,2

Tabela 10. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	26	28	24	28	54	65	90	84	52	37	34	30	552
2. Suwałki	30	29	27	36	47	68	72	84	56	42	47	38	576

Tabela 11. Liczba dni z opadem >1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	8,2	7,9	6,8	7,6	9,2	8,8	11,5	10,8	9,5	7,0	9,0	8,5	104,8
2. Suwałki	8,5	7,7	6,3	8,2	8,9	9,4	10,5	10,6	9,5	6,4	9,9	9,5	105,4

Tabela 12. Liczba dni z opadem >10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	0,1	0,2	0,1	0,4	1,1	2,2	2,8	2,9	1,2	1,2	1,0	0,6	13,8
2. Suwałki	0,2	0,3	0,4	0,7	1,1	2,2	2,2	2,5	1,3	1,1	0,9	0,6	13,5

Tabela 13. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny*	16,0	23,5	26,0	1,0	·	·	·	·	·	·	3,0	18,2	87,7
2. Suwałki	26,0	24,7	21,4	3,2	·	·	·	·	·	0,2	7,2	18,5	101,2

Tabela 14. Częstość występowania kierunków wiatru – Suwałki

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,9	6,6	8,7	11,6	15,2	12,9	8,1	7,5	6,3	3,5	5,6	3,6	8,0
NE	7,3	10,4	13,4	10,5	14,1	12,7	12,0	8,4	4,1	6,0	5,1	4,6	9,0
E	6,0	9,2	14,1	10,4	8,2	8,0	8,7	7,5	5,0	7,1	7,9	9,5	8,3
SE	14,7	15,6	16,6	14,7	8,5	9,2	5,9	8,3	9,3	14,1	29,3	19,2	13,8
S	10,4	6,6	3,9	7,8	5,3	5,9	6,0	5,0	9,0	11,2	8,6	11,2	7,7
SW	24,9	17,0	11,1	10,3	8,5	9,8	9,8	17,4	18,5	21,6	16,6	24,7	16,3
W	16,6	15,5	13,0	12,2	15,1	14,2	14,2	20,9	21,6	17,3	12,9	15,6	16,4
NW	9,0	8,6	11,8	12,4	17,8	20,1	20,1	13,2	14,3	8,4	6,8	5,6	11,8
C	6,2	10,5	7,4	10,1	7,3	7,2	7,2	11,8	11,9	10,8	7,2	6,0	8,7

Tabela 15. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru

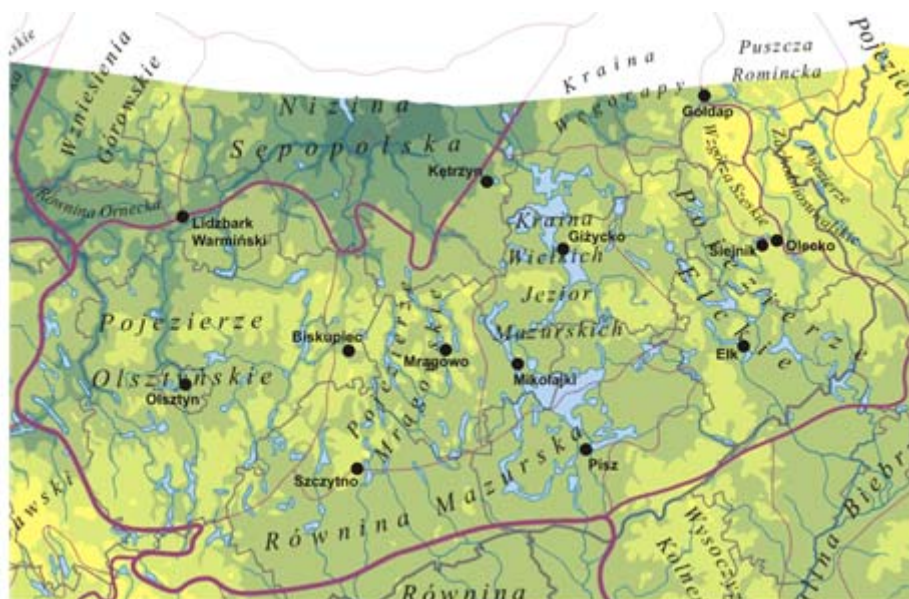
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1. Sejny	3,9	3,8	3,7	3,6	3,1	2,8	2,8	3,0	3,0	3,2	3,9	4,0	3,4
2. Suwałki	4,6	4,4	4,4	4,1	3,8	3,6	3,5	3,5	3,6	3,8	4,6	4,4	4,0

3.2. Klimat mezoregionów Pojezierza Mazurskiego (832.1)

Makroregion Pojezierze Mazurskie należy do podprowincji Pojezierze Wschodnio-bałtyckie. Graniczy on z następującymi makroregionami: na północy z Niziną Staropruską i na niewielkim odcinku poza obszarem Polski, na wschodzie z Pojezierzem Litewskim, na południu z Niziną Północnopodlaską i Niziną Północnomazowiecką, na zachodzie z Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim i z Pojezierzem Wschodniopomorskim.

W skład badanego makroregionu wchodzi 7 mezoregionów: 832.11 Pojezierze Olsztyńskie, 832.12 Pojezierze Mrągowskie, 832.13 Kraina Wielkich Jezior, 832.14 Kraina Węgorzapy, 832.15 Garb Szeski, 832.16 Pojezierze Elckie i 832.17. Równina Mazurska (rys. 1).

Badany makroregion jest zróżnicowany pod względem wysokości. Najwyższe wzniesienia stanowią Wzgórza Szeskie ze szczytem o wysokości 309 m n.p.m. Znacznie niższe są wzniesienia Pojezierza Mrągowskiego z kulminacjami dochodzącymi do 220 m n.p.m. Wzniesienia pomiędzy jeziorem Śniardwy i Mamry i w ich otoczeniu są bardziej rozproszona i nie przekraczają 180-190 m n.p.m. Stanowi to jednak w porównaniu z poziomem wody jeziora Śniardwy (116 m n.p.m.) dość dużą wysokość względną.



Rys. 1. Mezoregiony Pojezierza Mazurskiego

Pojezierze Mazurskie na północy i w środkowej części zbudowane jest najczęściej z materiałów zwałowych spiętrzonych we wzgórzach moren czołowych. Na południu występują w większości przypadków pola sandrowe, pokryte lasami typu Puszcza Piska.

Wskutek nagromadzenia wielu linii postoju czoła lodowca teren ten charakteryzuje się silną pagórkowatością i dużą ilością zagłębień bezodpływowych. Liczne zagłębienia wypełniają wody jezior. Największe z nich formują skupienia tworzące odrębną jednostkę regionalną – Krainę Wielkich Jezior.

Znaczne obszary zajmują tereny podmokłe, zwłaszcza na południowy-wschód od Szczytna i na północ od Węgorzewa.

Kompleksy leśne zachowały się przede wszystkim na sandrach i piaszczysto-zwirowych strefach moren czołowych, natomiast mało jest ich w północnej części Poje-

zierza. Najbardziej zalesione są leżące między Szczytnem i Piszem – Puszcza Piska i w pobliżu Kruklanki – Puszcza Borecka (Kondracki 1967).

Ocenę klimatu makroregionu Pojezierze Mazurskie oparto na 9 stacjach meteorologicznych zlokalizowanych następująco: Pojezierze Olsztyńskie – 2 stacje w Olsztynie i Lidzbarku Warmińskim. Pierwsza z nich reprezentuje środkową a druga północną część makroregionu. Pojezierze Mrągowskie – 1 stacja w Biskupcu, leżąca przy zachodniej części mezoregionu; Kraina Wielkich Jezior – 2 stacje, w Mikołajkach nad jeziorem i w Kętrzynie, gdzie teren pozbawiony jest jezior w najbliższym otoczeniu. Kraję Węgorapy i Garb Szeski reprezentuje graniczna stacja w Gołdapi. Równinę Mazurską charakteryzują 2 stacje: w Szczytnie przy północno-zachodniej granicy mezoregionu, w pobliżu największego kompleksu bagiennego oraz w Piszcu – północno-wschodnia granica mezoregionu; Pojezierze Etckie – 1 stacja w Siejniku znajdująca się przy północno-wschodniej granicy mezoregionu.

W makroregionie tym warunki klimatyczne przedstawiają się korzystniej aniżeli na Pojezierzu Litewskim, natomiast niekorzystnie w porównaniu z makroregionami z sektora zachodniego: Niziną Staropruską, Pojezierzem Iławskim i Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim głównie w miesiącach zimowych. Przyczyn tego należy szukać w przejściowości klimatu tego makroregionu między bardziej morskim na zachodzie i kontynentalnym na wschodzie. Z kolei latem największe różnice klimatyczne (na niekorzyść Pojezierza Mazurskiego) zaznaczają się między makroregionami południowymi: Niziną Północnomazowiecką i Północnopodlaską, co uwarunkowane jest przede wszystkim wyższymi szerokościami geograficznymi.

Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w badanym makroregionie wahają się od ok. $-5,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do ponad $17,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 1). Najwyższe wartości występują na południu badanego obszaru a najniższe na północnym-wschodzie.

Adekwatnie do skrajnych wartości średnich kształtują się roczne amplitudy temperatury powietrza, które rosną z zachodu na wschód od $21,0^{\circ}\text{C}$ do $23,0^{\circ}\text{C}$.

Temperatury ekstremalne wykazywały w przebiegu rocznym podobne zróżnicowanie wahając się: temperatury minimalne od ok. $-7,0^{\circ}\text{C}$ do $-9,0^{\circ}\text{C}$ w lutym, temperatury maksymalne od ok. $22,0^{\circ}$ do $23,0^{\circ}$ w lipcu (tab. 2 i 3). Nie potwierdzają w pełni tej prawidłowości rozkłady temperatur skrajnych. Minima wahają się od ok. $-31,0^{\circ}\text{C}$ do $-35,0^{\circ}\text{C}$ a maksima od ok. $34,0$ do $36,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 4). Zależą one w dużym stopniu od lokalizacji stacji, czego przykładem może być stacja w Szczytnie, cechująca się wyższymi wahaniami temperatur ekstremalnych niż to wynika z jej położenia geograficznego, z uwagi na bliskie sąsiedztwo terenów bagiennych.

W dniach gorących (od 20 do 30 dni w roku – tab. 5) i upalnych (od 2 do 4 dni w roku – tab. 6) wyróżnia się południowa część makroregionu. Natomiast dni mroźne (od 44 do 50 dni w roku – tab. 7) i bardzo mroźne (od 23 do 32 dni w roku – tab. 8) obserwowane są najczęściej na północnym wschodzie.

Najdłuższym okresem przymrozkowym nie tylko w badanym makroregionie ale i w całej nizinnej Polsce wyróżnia się stacja w Szczytnie. Przymrozki na wysokości 2 m n.p.g. pojawiają się tu już w pierwszej dekadzie października (7 X), zanikają zaś dopiero w trzeciej dekadzie maja (24 V). A więc średni okres bezprzymrozkowy wynosi 135 dni (tab. 9).

Czas trwania termicznych pór roku wykazuje dość duże zróżnicowanie spowodowane nie tylko położeniem geograficznym danego makroregionu ale i warunkami lokal-

nymi (tab. 10), czego przykładem może znów być stacja w Szczytnie. Ogólnie biorąc czas trwania zimy wydłuża się z zachodu na wschód, natomiast czas trwania lata skraca się.

Zróżnicowanie przestrzenne w wartościach wilgotności względnej zależy od pory roku. Najsilniej zaznacza się ono w miesiącach półrocza ciepłego od 74% do 78% w kwietniu i od 71% do 75% w maju, natomiast najmniej w miesiącach półrocza chłodnego od 88% do 92% w grudniu (tab. 11). Najwyższą wilgotnością względną (od 73% w czerwcu do 92% w grudniu i 83% w roku) wyróżnia się północnozachodnia część makroregionu, co widać na przykładzie Lidzbarku Warmińskiego. Niedośyt wilgotności powietrza jest najmniejszy w okresie od grudnia do lutego (od 0,4 do 0,7 hPa), największy zaś w czerwcu (od 5,7 do 6,5). Podobnie jak temperatura niedośyt wilgotności powietrza wykazuje najmniejsze zróżnicowanie między stacjami w okresie zimy, a największe w miesiącach letnich, zwłaszcza w czerwcu i lipcu (tab. 12).

Analiza zachmurzenia wykazała, że jest to makroregion o stosunkowo dużym zachmurzeniu o czym świadczy nie tylko średnia wielkość zachmurzenia dla roku (od 6,0 do 7,5 a średnia dla Polski – 6,5), ale i średnia liczba dni pogodnych (od 10 do 60 w roku a średnia dla Polski – 40) i dni pochmurnych (od 120 do 180 a średnia dla Polski – 141), tab. 13, 14 i 15. Największe zachmurzenie występuje w miesiącach zimowych (listopad-luty) podobnie jak w innych makroregionach Polski, najmniejsze zaś w czerwcu (w całej Polsce w maju) oraz w końcu lata i na początku jesieni – sierpień, wrzesień (podobnie jak w całej Polsce). Jeśli chodzi o lokalizację stacji największego i najmniejszego zachmurzenia, to w pierwszym przypadku prawie we wszystkich miesiącach jest nią Biskupiec, w drugim zaś Szczytno.

Liczba dni pogodnych i pochmurnych wykazuje ścisłą korelację z wielkością zachmurzenia prawie we wszystkich porach roku. Tam gdzie obserwuje się największe zachmurzenie, występuje najmniejsza liczba dni pogodnych a największa pochmurnych.

Roczne sumy opadu w makroregionie Pojezierze Mazurskie wahają się w granicach 550-640 mm (tab. 16).

Najniższe sumy występują w środkowej części makroregionu, co widać na przykładzie Kętrzyna (534 mm) i Mikołajek (565 mm), a najwyższe w północnowschodniej części – w Gołdapi (638 mm). Porą najobfitszych opadów jest lato w którym występuje 60-90 mm opadu, pozostałe pory roku otrzymują najczęściej sumy opadu w granicach 20-40 mm. Odpowiednio do wysokości opadu kształtuje się liczba dni z opadem. Największe wartości osiąga średnia liczba dni z opadem > 0,1 mm (od 150 - 170 w roku), mniejszą liczbą dni z opadem > 1,0 mm (od 101 do 114 w roku – tab.17) i najmniejszą >10,0 mm (od 13 do 15 w roku – tab. 18). Rozpatrując przebieg roczny stwierdza się, że dla opadów drobnych największa liczba dni przypada na miesiące zimowe, najmniejsza zaś na letnie. Dla opadów większych (> 1,0 i 10,0 mm) częstość układa się odwrotnie, tzn. opady wyższe najczęściej występują w miesiącach letnich. Liczba dni z pokrywą śnieżną jest w tym makroregionie wyraźnie podwyższona zwłaszcza w porównaniu z makroregionami z sektora zachodniego (od 80 do >93 dni w roku – tab. 19), a potencjalny okres jej występowania jest zdecydowanie dłuższy (początek od 26 XI do 6 XII, koniec od 11 III do 31 III).

Pojezierze Mazurskie należy do makroregionów o zmniejszonej liczbie dni z burzą w stosunku do przeciętnej dla całej Polski. Podobnie jak w pozostałych makroregionach burze są obserwowane w ciągu całego roku, lecz największa ich częstość przypada na

miesiące półrocza letniego, a w porze zimowej zdarzają się sporadycznie. Średnie daty burz najwcześniejszych, rozpoczynających sezon burzowy, przypadają w tym makroregionie na trzecią dekadę kwietnia, natomiast średnie daty najpóźniejszych, kończących sezon notowane są w trzeciej dekadzie września. W związku z czym okres potencjalny występowania burz w porównaniu z przeciętnym dla Polski jest stosunkowo krótki (135 dni). Liczba dni w roku waha się w granicach 16-21 (Stopa 1962).

Do częstych zjawisk tego makroregionu należą mgły (35-70 dni w roku). Najbardziej zamglonymi terenami w ciągu całego roku są okolice Szczytna (74 dni w roku) a najmniej – Pisz (36 dni) i Kętrzyn (37 dni).

Częstość wstępowania poszczególnych kierunków wiatru potwierdza w pełni charakterystyczną cechę strefy szerokości umiarkowanych – przewagę wiatrów z sektora zachodniego (tab. 20-23). Wyjątek stanowi stacja w Pisz, gdzie najczęściej występują wiatry z sektora północnego (N i NW), co prawdopodobnie związane jest z położeniem stacji (południowy odcinek doliny Pisy). Kierunki E i SE w sposób charakterystyczny mają zwiększoną częstość w marcu i listopadzie (Kętrzyn, Pisz) i grudniu (Kętrzyn, Pisz, Szczytno, Gołdap, Mikołajki). Ta przewaga wiatrów wschodnich w półroczu zimowym jest wynikiem oddziaływania wyżu azjatyckiego na kształtowanie cyrkulacji w tej części Polski. Najmniejszy procentowy udział wykazują wiatry południowe, szczególnie w porze letniej (Martyn 1968).

Interesująco przedstawia się udział cisz. Największe częstości cisz (>20%) wystąpiły w Gołdapi, a najniższe (< 10%) w Pisz, Szczytnie, Kętrzynie i Lidzbarku Warmińskim. Na szczególną uwagę zasługuje Biskupiec, gdzie w ciągu 10-lecia, 1951-1960 nie zanotowano ani razu ciszy. W przebiegu rocznym zaznacza się w większości punktów obserwacyjnych dominowanie cisz w okresie lipiec-wrzesień z przesunięciem w Mikołajkach na luty-kwiecień.

Roczny przebieg prędkości wiatru podobnie jak w pozostałych makroregionach charakteryzuje się mniejszymi wartościami w półroczu ciepłym, z tym, że wyraźny wzrost zaznacza się na stacjach leżących we wschodniej i północnozachodniej części Pojezierza Mazurskiego (tab. 24). Na kształtowanie się średnich prędkości wiatru decydujący wpływ mają kierunki z sektora zachodniego – najczęściej występującego. Prędkości > 4 m/s występują przy napływie powietrza z SW, W, NW w ciągu całego roku, z wyłączeniem maja, czerwca i lipca, a na stacjach położonych w zachodniej części obszaru tylko w miesiącach zimowych. Ciekawe jest przesunięcie maksymalnych prędkości w Mikołajkach na kierunki z sektora wschodniego, które decydują o większych prędkościach średnich, natomiast w Siejniku – wschodnie i zachodnie, ale bez miesięcy letnich. Na uwagę ponownie zasługuje Biskupiec, w którym prędkości przy poszczególnych kierunkach rozłożone są dość równomiernie (ok. 3 m/s) z niewielkim zmniejszeniem prędkości przy napływie powietrza z północy i zwiększeniem w styczniu i marcu do 4 m/s z kierunku południowo-zachodniego.

W rozkładzie przestrzennym zaznacza się wzrost prędkości wiatru we wschodniej części w porównaniu z zachodnią z tym, że maksymalne średnie prędkości występują przy kierunkach zachodnich (Siejnik: styczeń i marzec >6,5 m/s) zachodnia część makroregionu wyróżnia się dodatkowo największą liczbą dni z wiatrem silnym i bardzo silnym (Siejnik odpowiednio 44 i 7 dni w roku). Stosunkowo małą liczbą dni tego rodzaju odznaczają się stacje leżące w pobliżu największych zbiorników wodnych (Pisz, Orzysz, Mikołajki). Jest ona około 2 razy mniejsza niż w części wschodniej obszaru.

Biskupiec należy do stacji o najmniejszej liczbie dni z wiatrami silnymi (ok. 9) i bardzo silnymi (ok. 1). Okazuje się, że przy najczęstszych kierunkach o największych średnich prędkościach (NW, W, SW) istnieje największe prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów silnych i bardzo silnych (Okołowicz, Stopa, Przybylska, Nowacka, 1970).

Szczegółowa analiza warunków klimatycznych Pojezierza Mazurskiego wykazała, że w makroregionie tym zaznacza się największe zróżnicowanie między poszczególnymi mezoregionami. Do obszarów o niekorzystnych warunkach klimatycznych należą mezoregiony zlokalizowane na północnym wschodzie: Garb Szeski i Kraina Węgorapy oraz na wschodzie Pojezierze Elckie. Są to najchłodniejsze mezoregiony tego makroregionu. Prawie w ciągu całego roku występują najniższe temperatury średnie dobowe, maksymalne i minimalne, stosunkowo krótki okres wegetacyjny i bezprzymrozkowy. Amplitudy roczne temperatury powietrza względem średnich i ekstremalnych należą do najwyższych ze wszystkich mezoregionów. Mezoregion Garb Szeski wyróżnia się dodatkowo wysokimi sumami opadów we wszystkich porach roku, a zwłaszcza w miesiącach letnich, natomiast liczba dni z opadami jest stosunkowo mała. Największe prędkości wiatru w tych mezoregionach notowane są przy kierunkach z sektora zachodniego. Południowozachodnia część mezoregionu Pojezierza Elckie ciąży raczej pod względem klimatu lokalnego do Wysoczyzny Kolneńskiej.

Do mezoregionów uprzywilejowanych termicznie w lecie należy Równina Mazurska, natomiast w zimie Pojezierze Olsztyńskie. Charakterystyczne dla pierwszego są: najwyższe temperatury prawie we wszystkich miesiącach sezonu letniego, jak również średnie roczne. Maksymalne temperatury są z reguły wyższe niż w Krainie Wielkich Jezior i na Pojezierzu Mrągowskim i Olsztyńskim, a minimalne niższe, a co za tym idzie – większa liczba dni gorących i upalnych oraz stosunkowo duża liczba dni mroźnych i bardzo mroźnych. Stosunki anemometryczne kształtują się podobnie jak w innych mezoregionach tzn. przeważają wiatry z sektora zachodniego, a prędkości ich wzrastają z zachodu na wschód. Poniżej przeciętnych dla tego mezoregionu kształtują się warunki termiczne na bagnach, co widać na przykładzie stacji w Szczytnie. Odbiega ona głównie pod względem zakresu wahań średnich ekstremalnych i skrajnych oraz najkrótszego okresu bezprzymrozkowego.

Cechami osobliwymi Pojezierza Olsztyńskiego są: najwyższe temperatury w miesiącach półrocza chłodnego, najmniejsze ich wahania roczne, stosunkowo duża wilgotność powietrza zwłaszcza w cieplej porze roku, przeciętne zachmurzenie oraz zwiększone liczby dni z opadem o większym natężeniu; wiatry z sektora zachodniego są z reguły silniejsze w zimie.

Pojezierze Mrągowskie zdecydowanie wyróżnia się we wszystkich miesiącach, niezależnie od pory roku pod względem zachmurzenia i o stosunkowo dużych prędkościach wiatru – jako najbardziej zachmurzone i o stosunkowo dużych prędkościach wiatru. Ciekawe jest, że ani razu w Biskupcu w ciągu 10-lecia 1951-1960 nie zanotowano ciszy.

Krainę Wielkich Jezior cechuje największy wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie się poszczególnych parametrów meteorologicznych co głównie uwidacznia się w miesiącach półrocza letniego. Dzięki dużej pojemności cieplnej, powierzchnia jezior wolno nagrzewa się, ale i powoli stygnie. Energia cieplna zakumulowana przez wody latem jest przez nią zwracana dopiero jesienią i zimą, co wpływa na podwyższenie

temperatury powietrza w tych okresach. Natomiast wiosną i latem woda powoli nagrzewa się, co z kolei jest przyczyną niższej temperatury powietrza.

Dotychczasowe badania wykazały, że analogiczne zmiany temperatury powietrza nad wodą obserwuje się w ciągu doby (Okołowicz, Stopa, Przybylska, Nowacka, Boryczka, Sitek, 1965). Na podstawie badań przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii UW stwierdzono, że ocieplający wpływ jezior na najbliższe otoczenie rozpoczyna się mniej więcej od godziny 18-20, a kończy w godzinach 7-9. W nocy tereny bezpośrednio sąsiadujące z jeziorami są cieplejsze, natomiast w dzień chłodniejsze. Największe różnice termiczne między lądem i wodą zaznaczają się w pobliżu występowania maksimum i minimum temperatury, z tym, że w nocy są one wyższe i wynoszą średnio biorąc około 2-3°C, a podczas nocy bezchmurnej i bezwietrznej przy pogodzie wyżowej różnice woda-ląd mogą sięgać 5-6°C. W południe różnice te są mniejsze i wahają się w granicach 0,5-2,0°C. Rozpatrując terminy występowania najwyższych i najniższych temperatur zauważa się większe zróżnicowanie w maksimach niż w minimach. Maksima na brzegach jeziora Śniardwy są opóźnione od 1 do 2 godz., w stosunku do stacji leżących dalej i przypadają na godz. 15-16.

Minima nie wykazują zdecydowanych różnic, ogólnie można przyjąć, że przypadają one na godziny 4-5. Bezpośrednią konsekwencją różnicy nagrzania obydwu środowisk jest:

1. Opóźnienie terminów występowania wartości ekstremalnych temperatury powietrza nad wodą i na terenach do niej przylegających,
2. Wydłużanie się okresu bezprzymrozkowego (jesienne przymrozki pojawiają się znacznie później w pobliżu zbiorników wodnych, a wiosenne zanikają wcześniej),
3. Zmniejszanie się zachmurzenia typu konwekcyjnego zwłaszcza wiosną i latem, co zwiększa w tych okresach liczbę dni z burzą i wysokość opadu,
4. Skrócenie okresu zalegania pokrywy śnieżnej,
5. Powstawanie bryzy jeziornej.

Wpływ zbiorników wodnych na najbliższe otoczenie jest w dużym stopniu niwelowany dzięki dużemu ruchowi turbulencyjnemu, co bezpośrednio wpływa na pionowy i poziomy jego zasięg. Najbardziej odczuwalny wpływ zbiorników wodnych zaznacza się przy pogodzie wyżowej.

Badania eksperymentalne klimatu lokalnego Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem jeziora Śniardwy i wyspy Szeroki Ostrów oraz zbiorowisk leśnych w Puszczy Boreckiej

1. Za syntezę badań Zakładu Klimatologii UW Pojezierza Mazurskiego można uznać ekspertyzę pt. *Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów*. W opracowaniu udział wzięli: Wincenty Okołowicz, Maria Stopa, Gabryela Przybylska, Maria Nowacka, Jerzy Boryczka, J. Sitek (1965). Opracowanie wykonano na zlecenie Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej, Wydział Budownictwa, Urbanistyki i Architektury w Olsztynie.

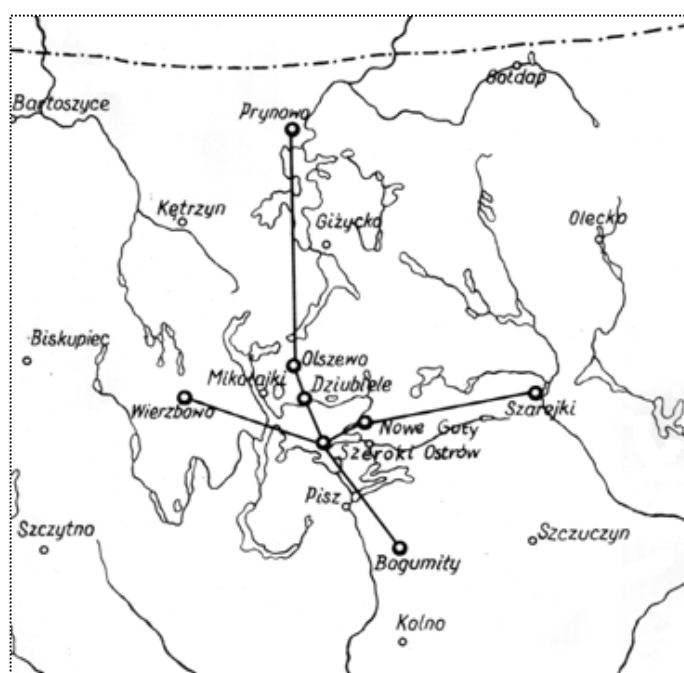
Ważniejsze wyniki badań klimatu lokalnego otoczenia Jeziora Śniardwy przedstawiono w rozdziale V. (5.4) *Wyniki badań eksperymentalnych klimatu lokalnego na*

przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW.

Szczegółowe opracowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Śniardwy obejmuje pas przybrzeżny o szerokości 3-4 km. Pracami terenowymi Katedry Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego objęty był tylko wycinek północnego brzegu w rejonie Dziubiele, wschodniego we wsi Nowe Guty oraz wyspa Szeroki Ostrów.

Dla porównania wykorzystano także wyniki pomiarów z punktów bardziej oddalonych od jeziora Śniardwy: Olszewo, Bogumiły, Prynów, Wierzbowo i Szarejki (lipiec 1963) oraz Zdory i Dąbrówka (1962). Większość tych stacji zlokalizowano z dala od największych zbiorników wodnych, tym niemniej rozproszone one były dość równomiernie po całej okolicy Wielkich Jezior Mazurskich (rys. 2).

Szczegółową charakterystykę klimatu regionu wykonano na podstawie analizy poszczególnych elementów klimatologicznych z około 10 stacji meteorologicznych Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego za lata 1951-1960.



Rys. 2. Rozmieszczenie punktów pomiarowych Zakładu Klimatologii UW w otoczeniu jeziora Śniardwy

Na specjalne życzenie Zleceniodawcy wyjątkowo dużo miejsca w tym opracowaniu poświęcono miesiącom letnim z lat (1962-1963), kiedy to państwowa sieć stacji meteorologicznych była zagęszczona przez stacje polowe Katedry Klimatologii IG UW.

Ocenę warunków klimatu lokalnego okolicy j. Śniardwy wykonano na podstawie: pomiarów instrumentalnych, które przeprowadzono w okresie lipiec-sierpień 1962 i lipiec 1963:

- temperatury i wilgotności powietrza psychrometrem Assmana w 12 punktach na 2 poziomach 0,5 m i 1,5 m n.p.g. oraz w 6 punktach na 3 poziomach,
- temperatury maksymalnej i minimalnej w tej samej liczbie punktów i na tych samych poziomach,
- kierunku i prędkości wiatru,
- temperatura wody jeziora Śniardwy,
- wysokości opadów,
- natężenia oświetlenia.

Oprócz pomiarów instrumentalnych prowadzono również obserwacje wizualne (wielkość i rodzaje zachmurzenia) występowanie rosy, mgły, zamglenia, burz, opadów.

Przy opracowaniu temperatury powietrza w lipcu i sierpniu 1962 wykorzystano dane tylko z 3 terminów klimatologicznych, natomiast w lipcu 1963 – z 9. Na każdym punkcie wykonano ok. 270 pomiarów miesięcznie.

Wpływ poszczególnych czynników, takich jak rzeźba, szata roślinna wody powierzchniowe i gruntowe itp. na kształtowanie się warunków klimatu lokalnego badano poprzez analogie do obszarów, na których prowadzono pomiary klimatyczne. Ocenę lokalnych warunków klimatycznych na obszarze objętym opracowaniem wykonano na podstawie analizy rzeźby i topografii z mapy roboczej w skali 1:25 000, a dla wyspy szeroki Ostrów w skali 1: 5 000.

2. Innym ważnym problemem badawczym jest **klimat lokalny terenów leśnych** badany w pracy doktorskiej **Katarzyny Pietras** pt. *Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej* (2011), wykonanej w Zakładzie Klimatologii UW (promotor Jerzy Boryczka). W rozprawie określono wpływ lasów – lasu mieszanego, boru bagiennego, grądu, olsu i świerczyny na dobowe wahania temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza (różnice wewnątrz lasu i różnice między lasem i terenem otwartym). Jest nim też wyznaczenie pionowych gradientów temperatury powietrza i wilgotność bezwzględnej w warstwie 0,25-5,0 m w ciągu roku, w zależności od dobowych sum promieniowania całkowitego i ciśnienia atmosferycznego.

Terenem badań na potrzeby tej pracy była Puszcza Borecka położona 20 kilometrów na północo-wschód od Giżycka (rys. 3), t.j. zespół leśny o powierzchni około 200 km², wyróżniający się przestrzenną zawartością drzewostanu. Po zachodniej stronie zespołu leśnego znajduje się Stacja Kompleksowego Monitoringu Środowiska Puszcza Borecka na Diablej Górze należąca do Instytutu Ochrony Środowiska.



Rys. 3. Lokalizacja punktów pomiarowych w Puszczy Boreckiej

Badania w Puszczy Boreckiej prowadzono od 1 marca 2007 roku do 29 lutego 2008 roku. W tym czasie co 10 minut mierzono i rejestrowano temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokości 0,25, 2,0 i 5,0 m nad poziomem gruntu. Pomiarów gradientowych dokonywano przy pomocy elektronicznych rejestratorów temperatury i wilgotności względnej powietrza EBI-20-TH, umieszczonych na wybranych drzewach pod osłonami antyradiacyjnymi.

Sieć pomiarowa obejmowała sześć punktów (rys. 3). Pięć z nich położonych było w zbiorowiskach leśnych o zróżnicowanym składzie gatunkowym, zwartości koron drzew, gęstości runa i podszytu, a także wilgotności podłoża (1 – las mieszały, 2 – bór bagienny, 3 – grąd, 4 – ols, 5 – świerczyna). Do badań wybrano płyty roślinności o dużej powierzchni, typowe dla poszczególnych zbiorowisk leśnych, położone z dala od granicy lasu oraz zbiorników wodnych. Szósta powierzchnia pomiarowa (6 – teren otwarty) zlokalizowana była w terenie otwartym, w odległości około 1,5 km na zachód od granicy lasu. Dane zbierane tam służyły jako punkt odniesienia do wszelkich badań zróżnicowania klimatu wnętrza lasu.

Pionowe gradienty temperatury powietrza γ ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) w warstwie 0,25 - 5,0 m n.p.g., dostarczały również istotnych informacji o cechach termicznych zbiorowisk leśnych w Puszczy Boreckiej oraz w terenie otwartym.

Autoreferat rozprawy doktorskiej zamieszczono w rozdz. V. (5.3) *Wyniki badań eksperymentalnych klimatu lokalnego na przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW.*

3. Interesujące są wyniki badań eksperymentalnych dotyczące **wpływu terenów jeziornych i leśnych na klimat lokalny** znajdujące się w pięciu wybranych pracach magisterskich:

- Mierzwiński B., 1981, *Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniardwy,*

- Olszewski K., 1968, *Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykładzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego*,
- Pietras K., 2004, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej*,
- Wolszczak K., 2004, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki*,
- Odalska A., 2004, *Klimat lokalny okolic Kruklanek*.

Obszerne skróty tych prac zamieszczono w rozdz. VI pt. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego północno-wschodniej Polski w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW*.

W tabelach gwiazdką (*) oznaczono dane z krótszego przedziału czasu 1956-1965 lub 1951-1960).

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	-3,2	-4,8	-1,1	6,2	11,2	15,9	17,0	16,2	12,3	7,5	2,3	-1,6	6,5
Goldap*	-4,2	-5,3	-1,9	5,7	11,3	15,9	16,9	15,8	11,9	7,6	1,6	-2,0	6,1
Kętrzyn	-3,4	-4,3	-1,0	6,4	11,4	15,9	17,0	16,4	12,7	8,0	2,5	-1,2	6,7
Lidzbark W.	-3,5	-4,1	-1,1	6,3	11,2	15,8	17,1	16,5	12,6	7,8	2,5	-1,2	6,7
Mikołajki	-3,9	-4,7	-1,3	5,9	11,5	16,1	17,4	16,5	12,7	8,2	2,4	-1,5	6,6
Olsztyn	-3,4	-4,0	-0,7	6,3	11,3	16,1	17,1	16,4	12,6	7,8	2,5	-1,1	6,7
Pisz	-3,9	-4,4	-0,6	6,4	11,9	16,4	17,7	17,0	12,5	7,3	2,1	-1,6	6,7
Siejnik	-4,0	-5,2	-1,4	5,7	11,6	16,0	17,6	16,8	12,0	7,1	1,6	-1,4	6,4
Szczytno	-3,9	-4,7	-1,0	6,1	11,7	16,0	17,2	16,4	12,2	7,4	2,1	-1,7	6,5

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	-0,9	-1,5	2,9	11,2	16,6	21,5	22,4	21,8	17,8	11,7	4,3	0,4	10,7
Goldap*	-1,5	-1,6	2,3	10,4	16,5	20,9	21,9	20,9	17,2	11,3	3,9	-0,1	10,2
Kętrzyn	-1,1	-1,6	2,7	11,2	16,6	21,1	22,2	21,6	17,9	12,7	4,3	1,3	10,8
Lidzbark W.	-0,8	-1,4	3,1	10,7	16,8	21,4	22,2	21,6	17,9	12,7	4,3	1,3	10,8
Mikołajki	-1,2	-1,8	3,2	10,6	16,5	20,9	21,9	21,1	17,2	11,6	4,3	0,7	10,4
Olsztyn	-0,8	-1,0	3,3	11,4	16,6	21,4	21,8	21,7	17,9	11,9	4,7	1,0	10,8
Pisz	-0,8	-0,7	3,2	11,6	17,2	21,7	23,1	22,4	18,3	11,8	4,4	0,8	11,1
Siejnik	-1,6	-2,1	1,9	10,1	16,4	20,0	22,3	21,7	16,6	10,7	3,4	0,4	10,0
Szczytno	-1,2	-1,3	3,3	11,6	17,1	22,0	22,9	22,1	18,0	11,8	4,4	0,5	10,9

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	-6,2	-8,3	-5,1	1,3	5,5	9,8	11,7	11,3	7,7	3,7	-0,3	-4,1	2,2
Goldap*	-7,5	-8,6	-5,8	1,2	5,4	9,4	11,4	11,0	7,3	4,1	-0,6	-4,4	1,9
Kętrzyn	-6,1	-7,5	-4,7	1,9	6,1	10,3	12,2	12,0	8,6	4,6	0,2	-3,6	2,8
Lidzbark W.	-6,2	-6,9	-4,9	1,5	5,4	9,8	12,0	11,5	8,1	4,3	0,1	-3,5	2,6
Mikołajki	-6,4	-8,2	-4,7	1,8	6,7	11,2	12,9	12,5	8,9	5,1	0,8	-3,8	3,1
Olsztyn	-6,5	-7,6	-4,8	1,3	5,4	10,0	11,9	11,6	8,2	4,1	0,2	-3,7	2,6
Pisz	-6,7	-8,7	-6,3	1,1	5,7	9,7	11,6	11,9	7,3	3,3	-0,6	-3,0	2,2
Siejnik	-6,9	-7,9	-5,7	1,3	6,2	10,5	12,7	12,2	7,7	3,5	-0,9	-3,6	2,4
Szczytno	-7,2	-8,9	-5,6	0,7	5,0	9,3	11,0	10,5	6,8	2,9	-0,6	-4,4	1,6

Tabela 4. Absolutnie najwyższe maksima i minima temperatury (°C) (1951-1960)

	Max		Min	
	Biskupiec	35,3	13 VII 1959	-32,3
Gołdap	34,5	13 VII 1959	-35,4	8 II 1956
Kętrzyn	33,5	7 VIII 1952	-32,4	1 II 1956
Lidzbark W.	33,5	12 VII 1951	-32,6	31 I 1956
Mikołajki	33,8	11 VII 1959	-30,9	1 II 1956
Olsztyn	35,9	12 VII 1959	-30,6	31 I 1956
Siejnik	33,4	11 i 13 VII 1959	-30,6	1 II 1956
Szczytno	35,4	11 VII 1959	-31,3	8 II 1956

Tabela 5. Liczba dni z temperaturą maksymalną >25°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Biskupiec	0,3	1,6	6,1	7,5	6,5	2,1	·	24,2
Gołdap*	0,4	2,0	5,8	6,3	4,8	1,5	·	20,8
Kętrzyn	0,2	1,7	5,2	6,9	6,5	2,1	·	22,6
Lidzbark W.	0,2	2,1	6,5	7,0	6,2	1,9	·	22,5
Mikołajki	0,2	1,4	4,4	6,6	5,7	1,4	·	19,7
Olsztyn	0,2	1,6	6,4	7,8	7,2	2,2	·	25,4
Pisz	0,1	2,8	6,9	10,1	8,0	2,1	0,1	30,1
Siejnik	0,2	2,2	5,1	7,6	7,2	1,5	·	23,8
Szczytno	0,5	2,0	7,3	9,0	7,4	2,5	·	28,7

Tabela 6. Liczba dni upalnych z temperaturą maksymalną >30°C (1951-1960)

	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Kętrzyn	0,1	0,5	0,8	0,6	0,1	2,1
Lidzbark W.	0,3	0,5	1,0	1,3	0,2	3,3
Olsztyn	0,1	0,5	1,0	1,4	0,2	3,2
Szczytno	0,2	0,5	1,7	0,8	0,4	3,6

Tabela 7. Liczba dni mroźnych z temperaturą maksymalną < 0°C

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Biskupiec	0,2	3,9	10,0	15,5	14,4	8,7	·	52,7
Gołdap	0,2	3,6	13,4	16,1	14,6	9,9	0,2	58,0
Kętrzyn	·	3,1	9,0	15,8	14,8	8,3	0,1	51,1
Lidzbark W.	0,2	1,5	7,5	13,1	11,7	7,3	·	41,1
Mikołajki	0,3	3,4	10,0	14,8	15,4	9,3	·	53,2
Olsztyn	0,2	2,7	8,3	13,6	12,3	7,6	·	44,7
Pisz	·	3,3	10,3	14,5	9,2	9,0	0,3	43,5
Siejnik	0,2	2,4	10,9	16,6	16,2	12,0	0,2	58,5
Szczytno	0,2	3,6	10,3	14,2	14,1	8,0	·	50,4

Tabela 8. Liczba dni bardzo mroźnych z temperaturą maksymalną <-10°C (1951-1960)

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Biskupiec	·	0,6	3,5	8,3	11,6	4,6	·	28,6
Gołdap	0,1	2,0	5,0	8,0	9,5	4,1	0,1	28,8
Kętrzyn	·	0,3	2,2	6,3	9,8	4,9	·	23,5
Lidzbark W.	·	·	3,0	7,0	8,0	5,0	·	23,0
Mikołajki	·	0,4	3,0	6,6	13,0	6,0	·	26,0
Olsztyn	·	·	3,0	7,0	8,0	5,0	·	23,0
Pisz	·	0,5	3,7	6,5	6,5	6,4	·	23,6
Siejnik	2,8	1,1	4,1	7,9	9,2	7,2	·	32,3
Szczytno	0,1	1,0	4,0	8,3	10,7	5,7	·	29,8

Tabela 9. Okres występowania przymrozków na wysokości 2 m. (1951-1960)

	wiosenny	jesienny	okres bezprzymrozkowy
Biskupiec	16 V	11 X	147
Kętrzyn	29 IV	19 X	172
Lidzbark W.	11 V	14 X	155
Olsztyn	18 V	16 X	151
Szczytno	24 V	7 X	135

Tabela 10. Termiczne pory roku i okres ich występowania (1951-1960)

	zima			wiosna			lato			jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Biskupiec	9 XII	20 III	102	10 IV	8 VI	59	9 VI	25 VIII	78	26 VIII	28 X	64
Goldap	26 XI	19 III	114	13 IV	7 VI	56	8 VI	22 VIII	77	23 VIII	28 X	67
Kętrzyn	10 XII	17 III	98	9 IV	7 VI	59	8 VI	27 VIII	81	28 VIII	31 X	65
Lidzbark W.	12 XII	16 III	95	9 IV	7 VI	60	8 VI	29 VIII	83	30 VIII	28 X	60
Mikołajki	9 XII	19 III	101	13 IV	6 VI	55	7 VI	27 VIII	82	28 VIII	31 X	65
Olsztyn	10 XII	15 III	96	8 IV	6 VI	60	7 VI	28 VIII	83	29 VIII	1 XI	65
Pisz	9 XII	17 III	99	13 IV	3 VI	52	4 VI	30 VIII	88	31 VIII	28 X	59
Siejnik	2 XII	15 III	104	11 IV	6 VI	57	7 VI	25 VIII	80	26 VIII	26 X	62
Szczytno	8 XII	18 III	101	10 IV	6 VI	58	7 VI	26 VIII	81	27 VIII	28 X	63

Tabela 11. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna powietrza (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	88	85	80	76	72	72	77	79	82	85	89	88	81
Kętrzyn	87	86	79	75	72	74	77	79	81	84	88	88	81
Lidzbark W.	89	90	86	78	75	73	79	79	81	86	90	92	83
Mikołajki	87	85	79	76	74	72	76	79	81	85	89	89	81
Olsztyn	88	87	79	74	72	71	76	78	81	86	89	90	81
Siejnik	89	87	86	81	71	72	78	78	83	87	92	91	83
Szczytno	87	85	78	74	71	71	76	79	81	85	88	89	80

Tabela 12. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	0,6	0,6	1,3	3,0	4,4	5,9	5,4	4,8	3,3	1,8	0,8	0,6	2,7
Kętrzyn	0,6	0,6	1,3	3,1	4,5	5,7	5,3	4,8	3,4	1,9	0,9	0,7	2,7
Lidzbark W.	0,5	0,4	1,0	2,7	4,3	5,8	5,3	5,6	3,6	1,8	0,7	0,5	2,7
Mikołajki	0,6	0,7	1,3	2,8	4,4	5,8	5,6	4,7	3,3	1,8	0,9	0,6	2,7
Olsztyn	0,6	0,6	1,4	3,1	4,6	6,4	5,8	5,1	3,6	1,9	0,8	0,6	2,9
Siejnik	0,5	0,5	0,7	2,3	4,7	5,8	5,2	5,2	3,0	1,5	0,6	0,4	2,5
Szczytno	0,6	0,6	1,4	3,3	4,8	6,5	6,0	5,1	3,5	1,9	0,9	0,6	2,9

Tabela 13. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	8,9	8,4	7,2	7,1	7,0	6,6	7,1	7,0	6,5	7,9	9,3	9,0	7,7
Goldap*	8,4	7,8	6,2	6,4	6,3	5,8	6,4	6,5	5,8	7,1	8,3	8,4	7,0
Kętrzyn	7,8	7,4	6,0	6,1	6,0	5,5	5,9	6,0	5,3	6,6	8,2	8,0	6,6
Lidzbark W.	7,7	6,7	6,0	6,0	5,6	5,3	5,5	5,8	5,3	6,2	7,2	7,8	6,3
Mikołajki	7,8	7,5	6,1	6,3	6,3	5,9	6,2	6,0	5,6	6,9	8,4	8,1	6,8
Olsztyn	7,7	8,0	5,6	6,0	6,2	5,7	6,1	5,5	5,4	6,0	7,0	8,5	6,4
Pisz	7,0	8,0	5,6	6,0	6,2	5,7	6,1	5,5	5,4	6,0	7,0	8,5	6,4
Siejnik	8,3	7,9	6,1	6,0	5,7	5,5	5,9	5,6	5,5	6,9	8,6	8,6	6,7
Szczytno	7,6	7,1	5,6	5,3	5,2	5,0	5,4	5,3	4,8	6,0	7,9	7,8	6,1

Tabela 14. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	0,2	.	1,5	0,4	0,8	0,8	1,0	0,4	1,6	0,9	.	0,1	7,7
Goldap*	0,8	1,8	5,5	4,5	3,5	3,8	2,9	2,3	4,7	2,8	1,0	0,9	34,5
Kętrzyn	1,7	1,8	5,6	4,7	3,7	4,0	3,0	2,9	5,6	3,3	1,1	1,9	39,3
Lidzbark W.	1,7	1,3	3,9	4,1	4,0	4,3	3,0	2,9	5,6	3,3	1,1	1,8	34,7
Mikołajki	1,3	1,6	4,8	2,9	2,3	3,1	2,1	3,1	4,6	2,6	0,8	1,2	30,4
Olsztyn	1,5	1,9	5,1	3,4	3,1	3,1	2,7	2,4	5,0	3,5	0,9	1,3	33,9
Pisz	1,1	0,8	6,0	4,8	2,9	3,2	2,8	2,1	2,0	4,4	0,2	2,2	32,5
Siejnik	1,5	1,4	5,4	3,7	3,6	4,0	2,3	3,2	4,1	2,5	0,8	0,9	32,9
Szczytno	2,1	3,0	7,3	7,0	5,8	5,9	4,7	5,3	7,7	5,6	1,9	2,6	58,9

Tabela 15. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	23,6	18,2	14,4	11,1	10,6	9,0	11,8	10,1	8,7	16,9	23,5	23,7	181,6
Goldap*	20,5	17,2	10,7	11,5	10,4	8,7	10,4	10,8	8,1	14,8	21,1	20,8	165,0
Kętrzyn	17,8	15,0	12,1	10,8	9,1	6,9	8,6	7,9	6,4	12,0	18,3	19,6	144,5
Lidzbark W.	16,6	14,8	11,3	9,6	7,8	6,4	8,2	8,9	6,9	11,1	19,5	17,7	137,9
Mikołajki	17,7	15,2	11,5	10,0	9,5	7,5	8,7	7,0	7,3	13,3	19,9	20,2	147,8
Olsztyn	17,1	14,9	11,5	9,7	8,8	6,9	7,7	7,9	5,7	11,9	19,3	19,5	140,9
Pisz	19,5	18,0	11,2	9,4	9,0	8,3	8,3	7,6	8,2	13,2	22,3	22,2	157,5
Siejnik	20,9	17,4	11,8	10,0	7,6	6,6	7,7	6,3	6,2	11,5	22,2	22,9	151,1
Szczytno	17,4	14,1	10,7	8,3	7,2	5,8	7,3	7,5	6,2	10,7	18,5	19,9	133,6

Tabela 16. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	35	34	25	39	47	64	90	80	56	40	46	43	599
Goldap*	38	35	30	34	49	72	88	91	72	46	49	40	645
Kętrzyn	22	23	22	37	45	62	90	82	58	43	39	31	554
Lidzbark W.	35	30	24	38	50	63	88	81	61	46	47	41	604
Mikołajki	23	26	19	34	48	72	82	80	53	40	45	43	565
Olsztyn	30	30	23	33	46	69	93	70	58	43	44	41	579
Pisz	27	27	23	29	49	67	91	88	61	40	42	45	589
Siejnik	28	31	25	36	43	66	88	83	65	42	44	36	570
Szczytno	33	35	25	41	46	73	90	82	49	35	46	44	599

Tabela 17. Liczba dni z opadem >1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	9,3	8,4	5,9	8,3	8,7	9,2	11,9	10,2	9,3	6,9	9,1	9,6	106,8
Goldap	10,5	8,8	6,8	8,4	8,1	9,5	12,6	11,1	10,4	9,0	9,5	9,0	113,7
Kętrzyn	6,7	6,1	5,5	7,9	9,0	9,3	11,9	10,9	9,7	7,5	8,7	8,3	101,5
Lidzbark W.	8,2	7,3	6,4	7,7	8,7	8,5	12,0	10,1	9,9	7,3	9,2	9,2	101,7
Mikołajki	7,8	7,8	5,3	7,9	8,9	9,4	12,8	10,8	9,6	7,3	9,7	8,6	106,0
Olsztyn	8,5	8,3	6,4	8,0	8,7	9,6	12,2	10,1	9,7	7,2	9,9	8,8	107,4
Pisz	9,0	8,4	6,0	6,3	9,1	8,5	11,1	9,1	9,8	5,8	9,4	8,7	101,2
Siejnik	8,3	6,4	5,4	6,9	8,8	8,8	12,0	10,3	9,8	6,2	8,6	9,1	99,4
Szczytno	9,3	9,2	5,9	8,4	9,7	8,8	10,9	10,4	9,0	6,6	9,9	10,1	108,2

Tabela 18. Liczba dni z opadem >10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	0,4	0,5	0,4	0,9	1,4	2,2	2,9	2,7	1,3	1,0	1,0	0,7	15,4
Goldap	0,3	0,4	0,5	0,5	1,2	2,3	2,4	2,7	1,7	0,8	0,9	0,5	14,2
Kętrzyn	0,1	0,2	0,3	0,9	1,3	1,7	2,9	2,6	1,1	1,1	0,5	0,2	12,9
Lidzbark W.	0,5	0,5	0,4	1,0	1,1	2,1	2,8	2,3	1,5	1,3	1,2	0,9	15,6
Mikołajki	0,1	0,3	0,1	0,6	1,3	2,5	2,4	2,3	1,0	0,9	0,8	0,4	12,7
Olsztyn	0,1	0,2	0,3	0,4	1,3	2,3	3,3	2,2	1,5	0,8	1,0	0,5	13,9
Pisz	0,1	0,1	0,3	0,7	1,4	1,5	2,8	2,9	1,3	1,1	0,8	0,7	13,7
Siejnik	0,5	0,4	0,4	0,9	1,2	2,2	2,7	2,8	1,6	1,2	0,8	0,6	15,0
Szczytno	0,2	0,5	0,4	0,7	1,3	2,6	2,6	2,4	1,3	0,8	0,7	0,7	14,2

Tabela 19. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	21,9	23,1	17,2	1,7	0,1	3,5	14,9	82,4
Goldap*	24,5	23,0	17,9	2,6	5,6	17,0	90,6
Kętrzyn	23,1	22,7	17,5	1,9	0,1	0,1	4,8	15,7	86,0
Lidzbark W.	20,5	18,3	17,9	1,0	3,5	14,7	75,9
Mikołajki	22,1	21,9	17,4	2,6	3,4	15,8	83,2
Olsztyn	25,0	19,1	17,2	2,2	4,1	16,4	85,3
Pisz	23,5	19,1	17,2	2,2	0,2	2,1	15,1	79,4
Siejnik	27,3	23,0	18,6	3,3	5,4	16,3	78,8
Szczytno	26,1	23,3	17,6	2,0	0,1	5,1	16,8	91,0

Tabela 20. Częstość występowania kierunków wiatru – Kętrzyn

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,2	5,9	6,9	11,9	11,7	12,4	7,9	7,6	6,2	4,0	4,1	2,8	7,0
NE	5,5	6,4	8,6	7,3	9,5	7,9	7,6	6,2	3,3	3,4	4,0	3,0	6,1
E	4,5	7,6	12,7	6,5	8,8	7,1	8,0	6,6	5,0	6,7	5,7	6,9	7,3
SE	19,5	19,7	24,9	19,9	10,8	12,2	10,0	9,4	12,2	21,3	32,9	23,9	18,1
S	19,2	11,5	8,8	9,9	5,5	6,0	7,6	7,5	9,8	15,0	14,2	18,3	11,0
SW	21,8	16,3	9,8	9,2	9,1	9,1	14,0	16,4	20,8	20,4	17,4	23,2	15,6
W	11,9	13,7	11,4	11,3	13,0	14,8	16,2	15,6	18,2	13,0	9,0	9,7	13,1
NW	7,2	8,3	10,7	15,9	23,8	20,4	14,2	15,7	11,2	6,9	3,8	5,0	12,0
C	7,2	10,6	6,2	8,1	7,8	10,1	14,5	15,0	13,3	9,3	8,9	7,2	9,8

Tabela 21. Częstość występowania kierunków wiatru – Lidzbark Warmiński

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,5	7,0	11,5	12,9	14,4	15,6	11,5	8,0	5,6	2,5	5,6	4,0	8,5
NE	7,3	9,1	17,0	9,2	12,3	12,2	12,5	8,8	5,0	6,9	5,0	6,9	9,3
E	5,1	7,2	13,2	7,1	4,1	5,3	4,7	4,0	3,8	5,0	8,6	8,0	6,2
SE	11,8	14,0	13,1	10,6	8,1	7,5	6,7	9,9	9,5	12,6	20,8	13,9	11,6
S	15,9	13,9	8,8	13,5	10,5	7,4	9,3	8,6	11,0	15,6	16,2	16,5	12,4
SW	31,5	22,1	13,1	14,2	15,0	12,2	17,8	23,1	28,6	27,2	24,2	29,1	21,6
W	11,0	12,1	9,3	11,6	13,7	14,4	13,6	15,7	16,1	12,3	8,0	9,4	12,2
NW	5,8	6,4	8,3	13,0	14,8	14,9	11,4	9,5	9,1	6,6	4,1	4,2	9,1
C	7,1	8,2	5,7	7,9	7,1	10,5	12,5	12,4	11,3	11,3	7,5	8,0	9,1

Tabela 22. Częstość występowania kierunków wiatru – Olsztyn

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,6	6,2	7,7	12,4	15,9	13,3	9,7	7,2	5,9	3,5	5,3	2,7	7,8
NE	6,1	7,0	9,5	7,8	10,1	8,3	9,5	6,0	3,1	4,8	4,0	4,5	6,7
E	7,1	11,4	18,4	10,1	9,3	10,2	7,9	9,5	6,1	10,9	11,1	11,0	10,2
SE	12,5	13,1	14,3	10,1	5,7	7,4	4,6	6,6	9,0	11,8	24,2	15,5	11,1
S	17,8	10,1	9,5	12,4	6,4	9,0	10,4	10,6	10,7	15,7	14,4	19,6	12,3
SW	26,3	19,2	11,4	11,8	12,1	11,7	17,3	20,0	22,1	22,1	19,6	25,2	18,3
W	13,8	13,5	10,1	8,8	12,4	10,5	15,5	14,6	16,7	12,4	8,6	9,6	12,3
NW	3,9	6,4	9,5	14,2	19,4	18,6	12,7	10,1	8,4	5,1	4,1	3,8	9,6
C	8,9	13,1	9,6	12,4	8,7	11,0	12,4	15,4	18,0	13,7	8,7	8,1	11,7

Tabela 23. Częstość występowania kierunków wiatru – Szczytno

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,7	9,3	12,0	16,7	17,2	19,6	13,9	6,7	7,4	3,3	7,4	4,6	10,3
NE	6,8	8,3	9,2	9,6	8,6	9,3	10,0	6,6	6,7	4,9	4,2	4,5	7,4
E	9,5	11,7	16,3	10,8	10,1	8,0	7,6	9,4	6,8	12,7	13,5	13,2	10,7
SE	9,7	12,1	13,9	9,2	5,1	7,8	3,9	7,0	6,7	9,8	22,6	14,0	10,2
S	13,2	8,9	8,2	10,6	7,5	6,7	6,5	5,7	9,2	12,3	10,8	14,0	9,6
SW	19,2	13,0	8,4	9,7	8,7	9,6	11,1	15,4	16,9	19,7	14,8	21,2	13,9
W	20,0	15,9	13,0	12,5	15,3	13,7	21,0	19,7	20,0	16,7	11,9	15,7	16,2
NW	9,9	10,5	11,4	13,7	20,9	18,6	19,1	15,5	14,0	9,5	4,9	6,8	13,0
C	6,0	10,3	7,6	7,2	6,6	6,7	6,9	14,0	12,3	11,1	9,9	6,0	8,7

Tabela 24. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Biskupiec	3,4	3,0	3,2	2,9	2,7	2,6	2,5	2,5	2,6	2,7	3,1	3,1	2,9
Goldap	3,2	3,1	2,9	2,6	2,1	2,0	1,9	1,9	2,1	2,4	2,9	3,1	2,5
Kętrzyn	4,0	3,7	3,7	3,3	3,0	2,7	2,6	2,6	2,9	3,1	3,7	3,9	3,3
Lidzbark W.	4,7	4,2	4,2	3,9	3,6	3,3	3,0	3,4	3,6	3,7	4,2	4,4	3,9
Mikołajki	3,6	3,6	3,6	3,3	2,9	3,0	2,8	3,0	3,0	3,4	3,9	3,7	3,3
Olsztyn	3,7	3,6	3,6	3,2	3,0	2,8	2,7	2,7	2,8	2,9	3,4	3,7	3,2
Pisz	3,1	3,2	3,1	2,9	2,9	2,7	2,5	2,5	2,3	2,5	2,8	3,0	2,8
Siejnik	5,0	4,8	4,8	4,2	4,1	3,5	3,4	3,5	3,7	4,0	4,8	4,8	3,9
Szczytno	3,5	3,6	3,5	3,2	3,2	3,0	2,9	2,8	2,9	2,9	3,2	3,3	3,2

3.3. Klimat mezoregionów Niziny Staropruskiej (831.1)

Nizina Staropruska jest częścią Pobrzeża Wschodniobałtyckiego. W makroregionie tym wyróżnia się 6 mezoregionów z czego 3 leżą na terenie Polski: 831.11 Wzniesienia Górskie, 831.12 Równina Ornecka i 831.13 Równina Sępolska (rys. 1), a pozostałe 3 znajdują się na wschód poza obszarem Polski. Od południa sąsiaduje on z Pojezierzem Mazurskim a od zachodu z Pobrzeżem Gdańskim.



Rys. 1. Mezoregiony Niziny Staropruskiej

Nizina Staropruska różni się pod względem geomorfologicznym od Pojezierza Mazurskiego i Iławskiego dobrze rozwiniętym systemem dolin erozyjnych, znacznie mniejszą liczbą zagłębień bezodpływowych i prawie zupełnym brakiem jezior.

Badany makroregion cechuje się zróżnicowaniem hipsometrycznym. Wzniesienia Górowskie jako zespół moren czołowych osiągają najczęściej wysokość 150-160 m nad poziom morza z najwyższym wzniesieniem Góry Zamkowej o wysokości 216 m n.p.m. Natomiast Równina Ornecka i Sępolska leżą na wysokości poniżej 100 m n.p.m.

Jednostki te różnią się także pod względem występowania gleb. Charakterystyczne są ciężkie gleby brunatne Równiny Sępolskiej na łożach zastoiskowych. Jednakże dominują gleby darniowo-bielicowe wykształcone na utworach piaszczysto-gliniastych pochodzenia lodowcowego. W dolinach rzek występują mady.

Szata leśna na tym terenie nie jest zbyt bogata. Na Równinie Orneckiej występują bory sosnowe, na Wzniesieniach Górowskich lasy mieszane z bukiem jednakże makroregion ten jest zagospodarowany przeważnie rolniczo. Nizina Staropruska tworzy odrębną krainę geobotaniczną (Kondracki 1967).

Opis klimatu Niziny Staropruskiej oparto na stacji w Bartoszycach leżącej w mezoregionie Równiny Sępolskiej. Z uwagi na bliskie sąsiedztwo Bałtyku makroregion ten wyróżnia się pewnymi cechami klimatu morskiego. Wiosną i latem jest on chłodniejszy w porównaniu z Pojezierzem Mazurskim i Iławskim, natomiast jesienią i zimą cieplejszy.

Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza za okres 11-letni (1955-1965) wahały się tu od ok. $-4,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do ok. $17,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 1). Temperatury ekstremalne wykazywały w przebiegu rocznych znacznie większe zróżnicowanie wahając się średnio od ok. $-8,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do ok. $22,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 2 i 3). Ekstrema absolutne zmieniają się od ok. $-34,0$ do ok. $30,0^{\circ}$ (min. $-34,0^{\circ}$ 11 II 1959, max $29,9^{\circ}$ 2 VII 1953 – Bartoszyce). Dni gorące obserwowane są tu rzadziej niż w sąsiednich makroregionach, średnio w roku w liczbie 22 (tab. 4). Występują one od maja do września włącznie, lecz największa ich częstość przypada na lipiec (8 Bartoszyce). Ta sama uwaga dotyczy dni upalnych (2 Bartoszyce). Liczba dni przymrozkowych jest również zaniżona (106 Bartoszyce) w porównaniu z sąsiednimi makroregionami. Dni mroźne występują zaledwie

w liczbie 26, a bardzo mroźne 17. O osobliwych cechach klimatu morskiego Niziny Staropruskiej świadczą również wydłużone okresy przejściowe między podstawowymi porami roku – latem i zimą. Zima wkracza tu od wschodu w drugiej dekadzie grudnia, a więc później niż w Północnej części Pojezierza Mazurskiego i trwa krócej (początek 18 XII, koniec 16 III, czas trwania 89 dni).

Wiosna trwa średnio 60 dni (początek 8 IV, koniec 7 VI), lato – 80 dni (początek 8 VI, koniec 26 VIII), jesień – 69 (27 VIII, koniec 3 XI).

O wyższej wilgotności tego makroregionu świadczą w większym stopniu wartości wilgotności względnej (od ok. 70% w maju i czerwcu do 90% w listopadzie – tab. 5) w mniejszym zaś niedosyt wilgotności powietrza (od 0,5 hPa w styczniu i lutym do 5,0 hPa w lipcu – tab. 6).

Średnie miesięczne zachmurzenie największe jest w listopadzie i grudniu (7,8 i 7,5), najmniejsze zaś we wrześniu (5,2). W miesiącach od listopada do lutego, zachmurzenie średnie z reguły kształtuje się poniżej normy rocznej, natomiast od marca do października – poniżej średniego rocznego (tab. 7). Największe zróżnicowanie zachmurzenia występuje w miesiącach półrocza letniego. Dni pogodne (33) i pochmurne (130), potwierdzają zanizone zachmurzenie w miesiącach letnich w stosunku do Pojezierza Mazurskiego, co się uwidacznia nawet w danych dla roku (tab. 8 i 9).

Roczne sumy opadu na Nizinie Staropruskiej kształtują się w granicach ok. 600 mm (tab. 10), co można zaliczyć do normy północnej części Pojezierza Mazurskiego. Okresem najobfitszych opadów są tu miesiące letnie, w których występuje ok. 90 mm, pozostałe zaś utrzymują się w granicach 2-40 mm (tab. 10). Udział dni o różnych klasach opadu w porach roku jest skorelowany z wielkością opadu, o czym świadczy fakt, że najczęściej dni z opadem >1,0 mm i 10 mm przypada na okres letni (tab. 11 i 12). Pokrywa śnieżna obserwowana jest w ciągu roku średnio przez 70 dni (tab. 13). Ustala się przeciętnie pod koniec listopada a zanika w marcu. Sporadycznie notowana jest ona w kwietniu. Najbardziej trwała szata śnieżna jest w styczniu i lutym. Dni z burzą obserwuje się tu stosunkowo rzadko (10-15), natomiast dni z mgłą często (70). Powyżej norm przyjętych dla sąsiednich makroregionów kształtuje się tu prędkość wiatru (średnia w roku >4 m/s) oraz liczba dni z wiatrem silnym (15-20 w roku) i bardzo silnym (ok. 5 w roku).

W ogólnym obrazie rozkładu kierunków wiatrów rysują się tu dwa systemy – ogólny, związany z ogólną cyrkulacją atmosfery powodującej przewagę kierunków zachodnich i szczegółowy, który uwidacznia się zwiększonym udziałem wiatrów wschodnich wiosną i jesienią, jak i północnych w okresie wiosenno-letnim.

Kierunek zachodni wiatru wyróżnia się największymi prędkościami szczególnie w okresie jesienno-zimowym. Zwraca uwagę duże zróżnicowanie cisz. Największy udział cisz jak również najmniejsze prędkości wiatru obserwuje się najczęściej w Bartoszycach, stacji leżącej w dolinie rzeki Łyny (tab. 14). Ogólnie biorąc, cizze przeważają od sierpnia do października. Liczbowa charakterystykę tego makroregionu oparto głównie na stacji w Bartoszycach, najbardziej reprezentatywnej dla mezoregionu Równiny Sępolskiej. Największe odchylenia średnich wartości poszczególnych elementów meteorologicznych mogą występować w mezoregionie Wzniesień Górowskich. Z uwagi na wyższe wysokości względne występują tu wyższe sumy opadów, zwłaszcza na zboczach eksponowanych przede wszystkim na NW.

Blizsze sąsiedztwo morza sprawia, że jest to mezoregion zdecydowanie cieplejszy w miesiącach zimowych, natomiast w letnich – chłodniejszy, bardziej wilgotny, mniej zachmurzony zwłaszcza w miesiącach półrocza letniego i najbardziej przewietrzany.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	-2,8	-3,7	-0,7	6,3	11,4	15,8	17,2	16,2	12,6	8,2	3,0	-1,2	6,9

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	-0,2	-0,6	3,2	11,1	16,6	21,1	22,3	21,3	17,9	12,4	5,2	1,0	10,9

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	-6,3	-8,0	-5,5	1,3	5,7	9,4	11,4	11,0	7,8	4,5	0,05	-3,9	2,3

Tabela 4. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 25°C

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	-	-	-	0,2	1,6	5,4	7,8	5,6	1,8	-	-	-	22,4

Tabela 5. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	85	85	80	76	74	74	79	82	83	86	89	87	82

Tabela 6. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	0,7	0,7	1,4	2,9	4,3	5,6	5,0	4,0	3,1	1,8	0,9	0,7	2,6

Tabela 7. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	7,4	7,2	5,7	6,1	6,0	5,6	6,2	6,0	5,2	6,4	7,8	7,5	6,4

Tabela 8. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	1,7	1,4	5,0	3,9	2,8	2,6	2,8	2,1	5,0	2,7	1,2	1,8	33,0

Tabela 9. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	16,0	12,9	10,7	10,4	7,7	6,1	8,0	7,7	4,7	10,5	18,3	17,5	130,5

Tabela 10. Średnia miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	35	30	21	34	48	57	99	90	67	43	46	38	597

Tabela 11. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	7,4	7,3	5,7	7,3	8,5	8,6	11,7	10,8	10,4	7,9	9,0	9,0	103,6

Tabela 12. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	0,3	0,2	0,2	0,5	1,1	1,6	2,5	2,6	1,6	0,7	0,8	0,4	12,5

Tabela 13. Liczba dni z pokrywą śnieżną

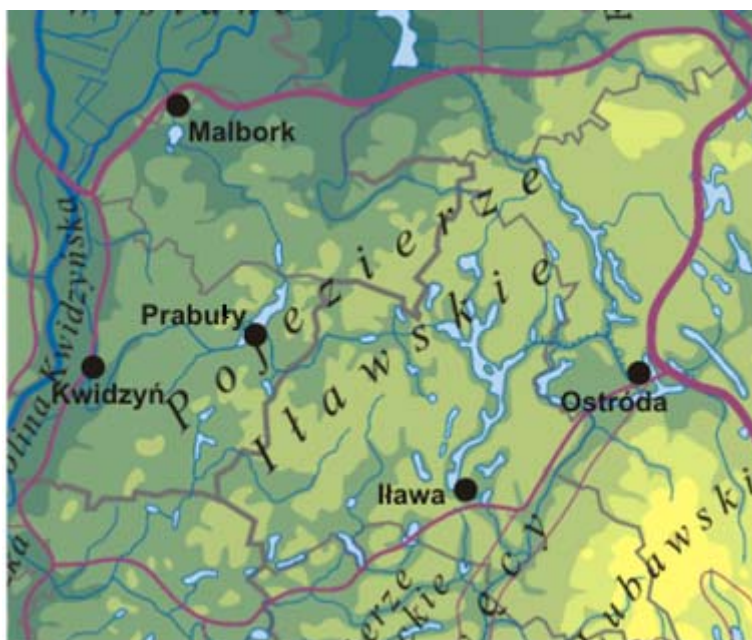
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	20,4	22,1	13,7	-	-	-	-	-	-	-	3,1	11,8	72,0

Tabela 14. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bartoszyce	2,5	2,4	2,2	2,2	1,9	2,1	1,8	1,8	1,6	1,8	2,2	2,3	2,1

3.4. Klimat mezoregionu Pojezierza Iławskiego (314.53)

Pojezierze Iławskie (rys. 1) należy do makroregionu Pojezierze Wschodniopomorskie i podprowincji: Pojezierze Południowobałtyckie.



Rys. 1. Mezoregion Pojezierza Iławskiego

Sąsiaduje ono na północy z Pobrzeżem Gdańskim, na wschodzie z Pojezierzem Mazurskim, na południu z Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim i na zachodzie z Doliną Dolnej Wisły.

Krajobraz tego mezoregionu ukształtowany jest w okresie pleistocenicznym. Występuje tu szereg form charakterystycznych dla krajobrazu młodoglacjalnego o słabym przekształceniu peryglacjalnym. Pozostałości w formie ciągów wzgórz morenowych, licznych zagłębień często wypełnionych wodami jeziornymi sprawiają, że rzeźba tego terenu jest dosyć urozmaicona. Sieć rzeczna jeszcze bardziej to podkreśla. Ogólnie teren wznosi się z południowego zachodu ku północnemu wschodowi.

Opis klimatu Pojezierza Iławskiego oparto na 3 stacjach meteorologicznych: Kwidzynie (dolina Wisły), Prabuty (nad jeziorem Dzierżgoń) i Ostróda (dolina rzeki Drwęcy, w niedalekim sąsiedztwie kompleks jezior i terenów podmokłych).

Pod względem warunków termiczno-wilgotnościowych mezoregion ten ciąży najbardziej do Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego, różni się od niego większymi sumami opadów atmosferycznych i częstością ich występowania. W porównaniu z Pojezierzem Mazurskim jest zdecydowanie cieplejszy a w stosunku do Niziny Staropruskiej – chłodniejszy zwłaszcza w miesiącach półroczu zimowego.

Przeciętne wartości temperatury wahają się w tym mezoregionie od ok. $-4,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do powyżej $17,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 1), maksymalnie od $-1,0^{\circ}$ do $22,0^{\circ}$ (tab. 2), minimalne od ok. $-7,0^{\circ}$ do $12,0^{\circ}$ (tab. 3), ekstrema absolutne od min $-31,0^{\circ}$ do max $36,0^{\circ}$ (tab. 4).

O uprzywilejowaniu termicznym tego mezoregionu świadczy mniejsze prawdopodobieństwo występowania dni mroźnych (ok. 40 w roku – tab. 5) i bardzo mroźnych (17-20 dni tab. 6) oraz dłuższy okres bezprzymrozkowy (ok. 160 dni – tab. 7) niż na Pojezierzu Mazurskim.

Na Pojezierzu Iławskim obserwuje się także nieco więcej dni gorących (24-27 dni – tab. 8) i upalnych (3-4 dni – tab. 9) oraz krótszą zimą (tab. 10).

Ze względu na większy udział mas powietrza polarnomorskiego i sporą liczbę naturalnych zbiorników wodnych wilgotność powietrza tego mezoregionu jest stosunkowo duża. Wilgotność względna powietrza waha się od 72% w maju i czerwcu do 89% w listopadzie i grudniu (tab. 11). Natomiast niedosyt powietrza kształtuje się w granicach 0,6 hPa w miesiącach zimowych do 6,0 hPa w czerwcu (tab. 12). Wielkość zachmurzenia jest tu również duża (od 5,0 w czerwcu do 8,0 w listopadzie i grudniu), szczególnie w porównaniu z Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim (tab. 13). Najkorzystniejsze warunki pod względem zachmurzenia panują tu we wrześniu (średnie dobowe ok. 5,0 liczba dni pogodnych od 4 do 6 – tab. 14, pochmurnych od 11 do 12 – tab. 15). Najbardziej zachmurzone niebo spotyka się tu w listopadzie i grudniu (średnie dobowe ok. 8,0, liczba dni pogodnych od 1 do 2, liczba dni pochmurnych od 17 do 20).

Mezoregion ten charakteryzuje się większymi sumami opadu (od 500 do 550 w roku – tab. 16), ale tylko w stosunku do Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego, jak również i liczbą dni z opadem $>0,1$ mm (powyżej 160 dni w roku), $>1,0$ mm (od 93 do 103 dni w roku – tab. 17) i $>10,0$ mm (od 11 do 13 dni w roku – tab. 18).

Zwiększenie sum opadów letnich powodują w dużej mierze burze, których liczba wynosi około 15 w roku. Dni z mgłą bywa tu przeciętnie około 50, co stanowi znów osobliwość Pojezierza Iławskiego w stosunku do Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego. Pod względem liczby dni z pokrywą śnieżną wyróżniają się lokalnie Prabuty (75 dni w roku – tab. 19).

W mezoregionie tym w ciągu całego roku zdecydowanie przeważają kierunki SW (od 18 do 24% w roku – tab. 20 i 21). Wiatry z sektora zachodniego są z reguły silniejsze zwłaszcza w zimie (ok. 5 m/s). Największe prędkości wiatru rejestruje się w miesiącach zimowych (od 2 do 4 m/s), najmniejsze zaś w porze letniej (od 2,0 do 3,0 m/s – tab. 22).

Analiza izarytm poszczególnych elementów meteorologicznych wykazała, że Pojezierze Iławskie pod względem warunków klimatycznych powinno być zaliczane do

makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskiego względnie nosić nazwę makroregionu.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	-2,5	-3,2	1,0	6,6	12,1	16,7	17,9	17,0	13,6	8,9	3,5	-0,4	7,6
Ostróda	-3,2	-3,6	-0,4	6,7	11,6	16,3	17,5	17,5	12,9	8,0	2,8	-0,9	7,0
Prabuty	-3,1	-3,7	-0,6	6,1	11,1	15,8	17,2	17,2	12,7	7,9	2,8	-0,7	6,8

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	-0,1	-0,4	3,8	11,4	16,8	20,9	22,1	20,7	18,1	12,3	6,2	1,6	11,1
Ostróda	-0,7	-0,8	3,4	11,5	19,0	21,8	22,5	21,8	18,0	12,2	5,0	1,1	11,2
Prabuty	-0,4	-0,2	3,2	11,2	16,5	21,4	22,5	21,7	16,7	12,5	5,0	1,0	10,8

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	-5,9	-7,7	-2,2	1,7	5,8	9,7	11,9	11,6	8,3	4,7	1,2	-3,1	3,0
Ostróda	-6,1	-6,9	-4,2	1,9	6,1	10,5	12,3	11,9	8,5	4,4	0,5	-3,2	3,0
Prabuty	-5,5	-5,9	-4,1	1,8	5,9	9,4	12,0	12,0	8,3	4,2	0,4	-3,2	3,0

Tabela 4. Absolutne maksima i minima temperatury (°C)

	Max		Min	
Kwidzyń	36,1	2 VII 1959	-29,6	1 II 1956
Ostróda	36,0	12 VII 1959	-29,6	1 II 1956
Prabuty	35,9	12 VII 1959	-30,8	1 II 1956

Tabela 5. Liczba dni z temperaturą maksymalną < 0°C

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Ostróda	-	1,8	7,3	12,7	11,6	6,6	-	40,0
Prabuty	-	2,5	8,0	11,6	9,7	7,2	0,1	39,1

Tabela 6. Liczba dni z temperaturą minimalną < -10°C

	XI	XII	I	II	III	Rok
Kwidzyń	x	2	6	7	2	17
Ostróda	-	2	7	8	3	20
Prabuty	x	2	5	6	4	17

Tabela 7. Okres występowania przymrozków

	średnia data wiosennego	średnia data jesiennego	okres bezprzymrozkowy
Ostróda	30 IV	12 X	164
Prabuty	12 V	18 X	158

Tabela 8. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 25°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Kwidzyń	0,5	1,1	7,6	9,4	5,8	2,4	26,8
Ostróda	0,3	1,7	7,3	8,6	6,9	2,4	27,1
Prabuty	0,2	1,1	6,0	7,7	6,6	1,9	23,5

Tabela 9. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 30°C

	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Ostróda	0,3	0,6	1,3	1,5	0,2	3,9
Prabuty	0,1	0,4	0,9	0,8	0,2	2,4

Tabela 10. Termiczne pory roku i okres ich występowania

	Zima			Wiosna			Lato			Jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Kwidzyń	26 XII	4 III	69	6 IV	4 VI	60	4 VI	29 VIII	87	30 VIII	30 X	62
Ostróda	16 XII	16 III	91	8 IV	3 VI	57	4 VI	31 VIII	89	1 IX	1 XI	62
Prabuty	15 XII	16 III	92	11 IV	7 VI	58	8 VI	28 VIII	82	29 VIII	1 XI	65

Tabela 11. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna powietrza (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Prabuty	88	86	80	77	72	72	76	80	82	86	89	89	81

Tabela 12. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	0,7	0,8	1,0	2,4	4,2	5,4	4,5	5,0	3,5	2,0	1,0	0,8	2,6
Ostróda	0,6	0,6	1,0	2,8	4,4	6,1	6,1	4,6	3,4	5,1	0,9	0,6	2,7

Tabela 13. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	7,8	6,9	6,3	6,6	5,7	5,6	6,1	5,8	5,1	6,8	8,1	7,9	6,6
Ostróda	7,4	6,6	5,8	5,7	5,6	5,3	5,8	5,9	5,4	6,5	7,9	7,9	6,3
Prabuty	7,4	7,1	5,9	5,8	5,6	5,4	6,0	5,0	5,2	6,3	8,0	7,6	6,3

Tabela 14. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	3,0	3,0	5,8	2,6	3,0	3,4	2,7	2,4	5,9	3,0	1,1	1,8	37,9
Ostróda	1,3	2,1	4,6	3,5	3,5	3,1	2,9	1,5	3,7	2,6	0,8	0,9	30,5
Prabuty	1,9	2,3	5,4	4,6	3,5	3,9	2,7	2,3	5,0	3,6	0,9	2,0	38,1

Tabela 15. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	16,6	13,4	10,7	12,0	6,4	6,4	8,0	6,3	5,8	12,1	18,6	19,8	136,4
Ostróda	16,1	13,4	10,2	8,5	6,5	5,2	6,9	6,6	5,7	10,6	17,2	18,3	125,2
Prabuty	15,6	13,5	10,8	9,4	7,3	6,2	8,0	6,3	6,0	11,1	17,5	17,7	129,4

Tabela 16. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	25	29	20	29	46	47	75	76	57	33	38	36	513
Ostróda	29	27	21	32	45	53	91	80	54	38	43	41	554
Prabuty	29	31	24	32	54	53	92	80	59	35	38	39	556

Tabela 17. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	6,6	6,2	4,7	6,9	8,8	7,7	10,8	9,8	8,2	6,1	9,1	8,4	93,3
Ostróda	7,8	7,7	5,1	6,5	8,8	7,6	11,8	10,1	8,9	7,0	9,4	8,9	99,6
Prabuty	8,1	7,9	6,3	7,2	9,5	8,4	11,5	10,7	8,3	7,6	9,7	8,1	103,3

Tabela 18. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	0,1	0,5	0,2	0,5	1,1	1,5	2,1	2,4	1,5	0,3	0,4	0,6	11,2
Ostróda	0,4	0,1	0,4	0,5	0,8	1,8	2,6	2,5	1,7	1,2	0,7	0,7	13,4
Prabuty	0,2	0,3	0,4	0,5	1,3	1,5	2,7	2,3	1,8	0,5	0,5	0,7	12,7

Tabela 19. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	24,8	19,7	6,8	-	-	-	-	-	-	-	1,3	9,6	62,2
Prabuty	22,5	21,9	13,7	0,9	0,1	-	-	-	-	-	3,0	12,9	75,0

Tabela 20. Częstość występowania kierunku wiatru – Ostróda

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	2,0	3,3	6,3	6,2	8,7	5,9	6,2	4,2	2,7	1,6	4,2	1,0	4,4
NE	3,5	4,2	6,1	6,3	6,9	5,8	4,0	3,3	1,3	1,6	1,9	1,9	4,0
E	8,7	8,0	12,4	5,8	7,5	8,3	6,9	5,8	5,8	7,6	6,7	8,2	7,6
SE	14,1	20,4	23,2	18,7	11,3	11,6	7,7	12,0	9,7	17,6	28,0	19,5	16,1
S	11,5	7,4	8,7	6,1	6,4	6,1	7,7	6,8	6,0	10,0	10,7	10,5	8,1
SW	33,9	22,1	14,8	19,7	15,1	17,4	25,5	27,7	31,3	30,8	26,8	30,4	24,5
W	18,9	23,8	18,3	18,8	24,5	24,4	27,4	25,3	30,5	22,6	14,9	21,5	22,5
NW	3,8	7,4	7,0	14,8	15,7	15,6	9,4	9,2	8,0	4,5	3,5	3,9	8,7
C	3,6	3,4	3,2	3,6	3,9	4,9	5,2	5,7	4,7	4,3	3,3	3,1	4,1

Tabela 21. Częstość występowania kierunku wiatru – Prabuty

Kierunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,5	8,7	13,2	20,5	21,8	20,9	16,5	11,5	8,8	4,1	6,2	3,6	12,0
NE	4,8	6,7	9,8	6,5	11,1	6,8	7,7	4,0	2,3	3,9	3,3	3,6	5,8
E	3,7	5,2	8,6	3,1	4,5	4,4	3,4	4,4	3,1	6,3	3,9	4,9	4,6
SE	9,5	9,4	16,5	7,5	4,6	4,4	3,0	4,8	5,1	9,4	14,6	10,8	8,4
S	13,7	10,5	12,1	12,3	6,3	10,5	6,8	8,9	9,8	13,2	19,3	17,0	11,7
SW	26,8	17,9	10,7	12,4	8,8	11,4	17,6	18,5	20,2	22,9	22,3	28,3	18,1
W	19,4	19,7	10,2	11,7	13,3	14,9	18,1	19,0	19,2	17,2	13,4	16,6	16,0
NW	10,1	11,7	10,4	15,2	18,1	17,3	15,9	12,5	16,7	9,5	8,5	6,7	12,8
C	6,5	10,2	8,5	10,8	11,5	9,4	11,0	16,4	14,8	13,5	8,5	8,5	10,6

Tabela 22. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kwidzyń	2,8	2,9	2,3	2,4	2,3	2,1	1,9	1,7	2,1	2,2	2,4	2,4	2,3
Ostróda	4,1	3,7	3,4	3,5	3,2	2,8	3,1	2,8	3,5	3,3	3,7	3,9	4,3
Prabuty	3,8	3,8	3,9	3,6	3,3	3,0	2,8	2,7	2,9	3,1	3,9	3,8	3,4

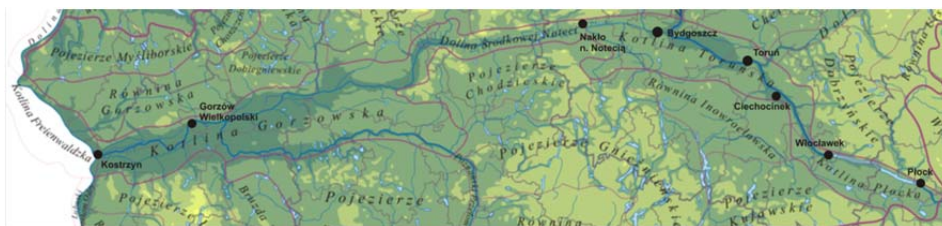
3.5. Klimat mezoregionów Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (315.2)

W skład makroregionu Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka wchodzi następujące mezoregiony: 315.21 Dolina Eberswalde, 315.22 Kotlina Freinwalde, 315.23 Kotlina Gorzowska, 315.24 Dolina Środkowej Noteci, 315.25 Kotlina Toruńska i 315.26 Kotlina Płocka (rys. 1).

Ze względu na dużą rozciągłość tego makroregionu zaznacza się w nim stosunkowo duże zróżnicowanie warunków klimatycznych w zależności od położenia geograficznego danego odcinka Pradoliny. I tak w zachodniej części Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej dominują zdecydowanie cechy klimatu morskiego, charakterystyczne dla zachodniej części naszego kraju. Klimat wschodniej części Pradoliny jest prawie w jednakowym stopniu uwarunkowany masami pochodzenia morskiego i kontynentalnego. Dlatego też już na wstępie proponujemy, aby oddzielnie potraktować jej wschodnią część łącząc Kotlinę Toruńską i Płocką w odrębny region – Kotlina Toruńsko-Płocka. Kotlina Toruńska obejmuje obszar od Nakła po Ciechocinek (długość 75 km i szerokość do 20 km). Natomiast drugi fragment makroregionu to Kotlina Płocka leżąca w obniżeniu Wisły pomiędzy Włocławkiem a Gabinem.

Kotlina Toruńsko-Płocka biegnie w kierunku NW na SE a otaczają ją zwłaszcza na północy wysoczyzny.

W obrębie Kotliny Toruńsko-Płockiej wyróżnić można 4 lub 5 poziomów tarasowych. Inne formy istniejące na powierzchni tego makroregionu to szereg wydm i wałów wydmowych a także formy glacialne (ozy, kemy, jeziora). Obecnie w większości przypadków są one porośnięte lasami sosnowymi. Obok zespołów leśnych występuje tu również roślinność siedlisk wilgotnych (łąkowa) jak i suchych reprezentowana przez bory suche.



Rys. 1. Mezoregiony Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej

W Kotlinie Toruńsko-Płockiej występują głównie 3 typy gleb: mady, gleby bagienne i gleby bielcowe.

Nad Wisłą położonych jest szereg dużych miast: Bydgoszcz, Toruń, Włocławek, Płock, Ciechocinek, w których rozwija się intensywnie przemysł i budownictwo. Miasta te w większym lub mniejszym stopniu modyfikują klimat swojego otoczenia (co widać na przykładzie odpowiednich stacji), a tym samym różnicują dodatkowo klimat poszczególnych mezoregionów.

Charakterystykę klimatu całego makroregionu oparto na 5 stacjach meteorologicznych, z czego 4 leży w mezoregionie Kotlina Toruńska. Zachodnią jej część reprezentuje stacja Bydgoszcz Lotnisko (a lokalne zróżnicowanie w stosunku do niej przedstawia

Bydgoszcz JUNG), środkową – Toruń Wrzosa i wschodnią Ciechocinek. Mezoregion Kotlina Płocka ma tylko stację w Płocku, która znajduje się we wschodniej jego części.

Z map izoterm widać, że makroregion ten wyróżnia się jako cieplejszy zwłaszcza w porównaniu z Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim, cechującym się większymi wysokościami nad poziomem morza. Stosunkowo duża rozciągłość południkowa oraz wysunięcie na zachód sprawia, że największe kontrasty klimatu zaznaczają się tu między zachodnią i wschodnią jego częścią.

Średnie temperatury powietrza kształtują się w tym makroregionie od $-3,3^{\circ}\text{C}$ w lutym do $18,6^{\circ}\text{C}$ w lipcu, a średnie roczne osiągają częściej wartość ok. $8,0^{\circ}$ aniżeli $7,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 1).

Do najcieplejszych obszarów zimą należy zachodnia jego część (Bydgoszcz) a najchłodniej jest na wschodzie (Płock). Z kolei latem sytuacja jest odwrotna co można interpretować dodatkowo przejściowością klimatu tego makroregionu. Zachodnia jego część wykazuje pewne cechy klimatu morskiego a wschodnia – kontynentalnego.

Adekwatnie do skrajnych wartości miesięcznych kształtują się roczne amplitudy temperatury powietrza, które rosną z zachodu na wschód (tab. 1).

Średnie temperatury maksymalne wykazują w przebiegu rocznym podobne zróżnicowanie wahając się od $22,4^{\circ}\text{C}$ do $23,9^{\circ}\text{C}$ w lipcu i od $0,5^{\circ}\text{C}$ do $-1,8^{\circ}\text{C}$ w lutym (tab. 2), z tym, że w lipcu (według t_{max}) najchłodniejszy jest Ciechocinek, co prawdopodobnie spowodowane jest warunkami lokalnymi.

W średnich miesięcznych minimach największe zróżnicowanie ($1,5^{\circ}\text{C}$) zaznacza się zimą między Bydgoszczą i Toruniem, od $5,5^{\circ}\text{C}$ (Bydgoszcz JUNG) do $-7,0^{\circ}\text{C}$ (Toruń – tab. 3), nieco mniejsze latem ($1,2^{\circ}\text{C}$) między stacjami zlokalizowanymi na terenie Bydgoszczy.

Nie potwierdzają w pełni tej prawidłowości także rozkłady temperatur skrajnych. Minima absolutne od ok. $36,6^{\circ}$ do $38,8^{\circ}\text{C}$ (tab. 4).

W dniach gorących (od 32 do 39 dni w roku – tab. 5) i upalnych (od 5 do 7 dni w roku – tab. 6) wyróżnia się wschodnia część makroregionu, co widać na przykładzie Płocka. Natomiast dni mroźne obserwowane są najczęściej w Toruniu (od 31 do 37 dni w roku – tab. 7).

Najkrótszym okresem przymrozkowym w badanym makroregionie wyróżnia się także Toruń. Przymrozki na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu pojawiają się tu już pod koniec września (29 IX), zanikają zaś dopiero w trzeciej dekadzie maja (21 V). A więc średni okres bezprzymrozkowy wynosi 130 dni (tab. 8).

Czas trwania termicznych pór roku wykazuje stosunkowo duże zróżnicowanie zwłaszcza w czasie trwania zimy (od 89 w Toruniu do 97 w Płocku). Ogólnie biorąc, czas trwania zimy wydłuża się z zachodu na wschód (tab. 9).

Zróżnicowanie przestrzenne wilgotności względnej uzależnione jest przede wszystkim od poru roku. Najbardziej zaznacza się ono w miesiącach letnich (od 65% w czerwcu do 79% w sierpniu), natomiast najmniej w miesiącach zimowych (od 83% w lutym do 89% w grudniu – tab. 10). Najwyższą wilgotnością względną (od 71% w czerwcu do 89% i 81% w roku) wyróżnia się Ciechocinek a najniższą Bydgoszcz JUNG (od 65 do 87%). Niedosyt wilgotności powietrza jest najmniejszy w okresie od grudnia do lutego (od 0,6 do 0,9 hPa), największy zaś w czerwcu (od 5,8 do 7,9 hPa – tab. 11).

Analiza zachmurzenia wykazała, że jest to makroregion o przeciętnym zachmurzeniu o czym świadczy nie tylko średnia zachmurzenia w roku (od 6,3 do 6,9, średnia dla Polski – 6,5) – tab. 12, ale i średnia liczba dni pogodnych (od 33 do 50 dni w roku – tab. 13, średnia dla Polski wynosi 40 oraz średnia liczba dni pochmurnych (od 138 do 160 w roku – tab. 14, średnia dla Polski wynosi 141). Największe zachmurzenie występuje tu w miesiącach zimowych (listopad-luty) podobnie jak w sąsiednich makroregionach, najmniejsze zaś w czerwcu oraz na początku jesieni – wrzesień. Jeśli chodzi o lokalizację stacji największego i najmniejszego zachmurzenia, to w pierwszym przypadku prawie we wszystkich miesiącach jest nią Toruń, w drugim zaś Ciechocinek.

Liczba dni pogodnych i pochmurnych wykazuje ścisłą korelację z zachmurzeniem prawie we wszystkich porach roku. Tam gdzie obserwuje się największe zachmurzenie, występuje najmniejsza liczba dni pogodnych a największa pochmurnych.

Roczne sumy opadu w makroregionie Kotliny Toruńsko-Płocka wahają się w granicach 490-530 mm (tab. 15), a więc w granicach normy Niziny Środkowomazowieckiej, Niziny Północnopodlaskiej i Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego. Najniższe sumy występują w środkowej części makroregionu, co widać na przykładzie Torunia (486 mm) i Ciechocinka (494 mm), a najwyższe w zachodniej części co charakteryzuje stacja Bydgoszcz Lotnisko (527 mm), z tym, że prawidłowości tej nie potwierdza stacja bydgoska (Bydgoszcz JUNG 486 mm).

Porą najobfitszych opadów jest zwykle lato, w którym występuje 50-100 mm opadu, pozostałe pory roku cechują najczęściej sumy opadu w granicach 20-40 mm.

Odpowiednio do wysokości opadu kształtuje się liczba dni z opadem. Największe wartości osiąga średnia liczba dni z opadem $>0,1$ mm (od 140 do 150 w roku), mniejsza liczba dni z opadem $>1,0$ mm (od 90 do 100 w roku – tab. 16) i najmniejsza $>10,0$ mm (od 9 do 10 w roku – tab. 17).

Rozpatrując przebieg roczny stwierdza się, że dla opadów drobnych największa liczba dni z opadem przypada na miesiące zimowe, najmniejsza zaś na letnie. Dla opadów większych ($>1,0$ i $10,0$ mm) częstość układu się odwrótnie.

Liczba dni z pokrywą śnieżną jest w tym makroregionie wyraźnie obniżona zwłaszcza w porównaniu z Pojezierzem Mazurskim i Litewskim (od 50 do 60 dni w roku – tab. 18), a potencjalny okres jej występowania jest zdecydowanie krótszy (początek 6 XII, koniec 21 III).

Kotlina Toruńsko-Płocka należy do makroregionów o przeciętnej liczbie dni z burzą w stosunku do średniej dla całej Polski. Podobnie jak w pozostałych makroregionach, burze są tu obserwowane w ciągu całego roku, lecz największa ich częstość przypada na miesiące półrocza letniego. W porze zimowej burze zdarzają się sporadycznie.

Do stosunkowo rzadkich zjawisk tego makroregionu należą mgły (33-46 dni w roku, przeciętna dla Polski 49). Najbardziej zamglonymi terenami w ciągu całego roku są okolice Bydgoszczy i Torunia (46 dni w roku), a najmniej Płocka (33 dni).

Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru dla wybranych stacji przedstawia tab. 19-22.

Na wszystkich stacjach występuje przewaga kierunków z sektora zachodniego przy najniższych częstościach z kierunków NE i N oraz S i SE. Różnicowanie między stacjami jest dość znaczne szczególnie dla kierunków W (od 18% w Toruniu do 25% w Płocku), NW (od 9% w Płocku do 18% w Toruniu) i SW (od 9% w Toruniu do 14% w Płocku).

Z zestawienia tego widać, że częstość kierunku W w Płocku jest znacznie większa niż na pozostałych stacjach, co niewątpliwie związane jest z położeniem stacji. Brak przeszkód naturalnych dla przepływu powietrza z zachodu zgodnie z kierunkiem doliny Wisły. Podobnie wpływ położenia decyduje o różnicach w częstości kierunków dla stacji Toruń – zwiększenie, w porównaniu z innymi stacjami, liczby przypadków występowania kierunków W i NW. Zmiany w rocznym przebiegu częstości poszczególnych kierunków spowodowane są rocznymi zmianami cyrkulacji atmosferycznej.

Interesująco przedstawia się również rozkład cisz. Największa częstość cisz (>15%) wystąpiła w Płocku, a najniższa (ok. 5%) w Toruniu.

Roczny przebieg prędkości wiatru podobnie jak w pozostałych makroregionach charakteryzuje się mniejszymi wartościami w półroczu ciepłym, z tym, że wzrost zaznacza się na stacjach Bydgoszcz Lotnisko, Płock i Toruń (tab. 23). Na kształtowanie się średnich prędkości wiatru decydujący wpływ mają kierunki z sektora zachodniego – najczęściej występującego.

Charakterystyka klimatu Kotliny Toruńsko-Płockiej wykazała, że w makroregionie tym zaznacza się wyraźnie zróżnicowanie między wschodnią i zachodnią jego częścią.

Kotlina Płocka cechuje się większymi wahaniami temperatury w ciągu roku, co widać głównie na przykładzie średnich dobowych i średnich maksymalnych. Dodatkowym potwierdzeniem tej prawidłowości jest większa częstość występowania dni gorących i upalnych latem oraz mroźnych zimą.

Innymi osobliwościami tego mezoregionu są podwyższone sumy opadu i zwiększona liczba dni z opadem oraz wzrost prędkości wiatru w stosunku do przeciętnych makroregionu. Ponadto notuje się tu stosunkowo duży udział wiatrów zachodnich i cisz zwłaszcza w porównaniu z zachodnią częścią Kotliny Toruńskiej.

Wilgotność powietrza i zachmurzenie jest tu zbliżone do obserwowanego w sąsiednim mezoregionie.

Z mezoregionu Kotliny Toruńska najbardziej wyróżniają się okolice Torunia, jako chłodniejsze, suchsze, bardziej zachmurzone, o większych opadach i stosunkowo małej liczbie dni z opadem >1,0 mm oraz o podwyższonych prędkościach wiatru z małym udziałem cisz.

Te odchylenia od przeciętnych wartości dla mezoregionu wywołane są lokalizacją stacji, która leży w północno-wschodniej części miasta w odległości ok. 4 km od centrum na prawej górnej terasie doliny Wisły (ok. 30 m nad dnem doliny). Terasa ta zbudowana jest z piasków akumulacji rzecznej względnie fluwioglacjalnych z wydmiami przedzielonymi torfiastymi zagłębieniami. Wydmy porasta suchy sosnowy las. W odległości ok. 4 km na północ przebiega granica wysoczyzny Pojezierza Chełmińskiego (kierunek WNW-ESE).

Badania eksperymentalne klimatu lokalnego w Kotlinie Płockiej

Ważnym poligonem doświadczalnym w zakresie badań eksperymentalnych klimatu lokalnego na Nizinie Mazowieckiej (po Nizinie Środkowomazowieckiej) jest Kotlina Płocka ze szczególnym uwzględnieniem Płocka i okolic. Świadectwem tego jest 11 skrótów prac magisterskich opublikowanych w T. XXVI-XXVII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Z badań klimatu Mazow-*

sza z uwzględnieniem większych miast, z czego 5 dotyczy badań własnych Zakładu Klimatologii UW.

W pracy **Elżbiety Błażek** pt. *Wpływ zabudowy na klimat lokalny Płocka* (1988) określono wpływ miasta na zróżnicowanie klimatu lokalnego, w zależności od układu przestrzennego zabudowy, zwartości i wysokości. Zbadano deformację pól niektórych zmiennych meteorologicznych na terenie miasta i wskazano warunki pogodowe, w których jest ona największa. Ponadto określono stratyfikację pionową temperatury i wilgotności powietrza (ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej) oraz prędkości wiatru w zależności od typu zabudowy.

Analizowano wyniki badań meteorologicznych przeprowadzonych na terenie Płocka w latach 1979-1981 przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (rys. 2).



Rys. 2. Rozmieszczenie punktów pomiarowych w Płocku

Pomiary prowadzono w 9 punktach (1-6 i I-III) o lokalizacji: 1 i 2 – Stare Miasto (powyżej krawędzi skarpy wiślanej i na trawniku w środku Placu Narutowicza), 3 i 4 – w śródmieściu, po północnej i po zachodniej stronie, 5 – w wąskiej uliczce równoległej do ulicy Tumskiej, 6 – w ogródku koło szkoły podstawowej przy ulicy Piasta Kołodzieja. Punkt I położony był na dziedzińcu ratusza (obecnej siedziby Urzędu Miejskiego) II – znajdował się w ogródku szkolnym przy ulicy Piasta Kołodzieja, III – w północno-

zachodniej części Płocka w pobliżu ulicy Łukaszewicza. Pomiary wykonywano w 5 okresach obserwacyjnych: 9-22 lipca 1979 r., 29-30 maja 1980 r., 14-29 lipca 1980 r., 11-23 lipca 1981 r. i 24-30 września 1981 r.

Zabudowę lewobrzeżnej dzielnicy Radziwie stanowi niskie rozproszone budownictwo jednorodzinne, typowe dla peryferii. W prawobrzeżnej części Płocka natomiast starą zwartą niską zabudowę Starego Miasta i Śródmieścia (charakterystyczną dla małych miast) otaczają nowoczesne osiedla mieszkaniowe z typowo wielkomiejскими luźno rozmieszczonymi wysokimi blokami.

Z pomiarów wynika, że przestrzenne zróżnicowanie średnich wartości podstawowych elementów meteorologicznych w Płocku zmienia się w zależności od pory roku, pory dnia i wysokości nad poziomem gruntu. Jest ono największe na wysokości 0,25 m nad powierzchnią podłoża w lipcu w godzinach około południowych (jedynie w przypadku wilgotności względnej – w wieczornych). Maksymalne różnice temperatury powietrza dochodziły do 1,7°C, ciśnienia pary wodnej – do 2,0 hPa, zaś wilgotności względnej – do 11%.

Wpływ zabudowy na przestrzenne zróżnicowanie temperatury i wilgotności powietrza nasilał się przy pogodzie wyżowej, a malał przy niżowej. Wpływ różnych typów zabudowy, a zwłaszcza rodzajów podłoża na mierzone elementy meteorologiczne, zaznaczył się także w ich stratyfikacji pionowej (tab.1).

Tabela 1. Średnia temperatura powietrza (°C) w punkcie 1 w okresie 29-30 maja 1980 r.

m n.p.g	6 ⁰⁰	6 ³⁰	7 ⁰⁰	7 ⁰⁰	8 ⁰⁰	12 ⁰⁰	12 ³⁰	13 ⁰⁰	13 ³⁰	14 ⁰⁰	18 ⁰⁰	18 ³⁰	19 ⁰⁰	19 ³⁰	20 ⁰⁰
0,25	14,9	15,4	16,0	17,4	16,5	23,1	23,2	23,6	23,0	21,0	21,0	20,3	19,6	19,3	19,0
1,50	14,6	15,0	15,6	17,2	15,3	22,6	22,4	22,8	23,0	20,6	21,2	20,5	20,0	19,8	19,4

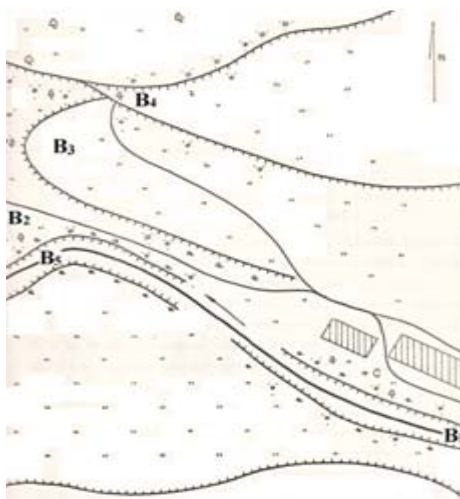
W Płocku największy spadek średniej temperatury powietrza wraz ze wzrostem wysokości (między poziomami 0,25 i 1,50 m) dochodził w serii około południowej do 1,0°C, ciśnienia pary wodnej do 1,6 hPa, zaś wilgotności względnej w godzinach wieczornych do 5%. Maksymalna inwersja wieczorna wynosiła: temperatury powietrza 0,6°C, ciśnienia pary wodnej 0,3 hPa, a w wilgotności względnej (w ciągu całego dnia) 2%.

W przypadku typowej stratyfikacji pionowej niska zwarta zabudowa oraz betonowe lub piaszczyste podłoża (w przeciwieństwie do powierzchni twardej, położonej na skraju obszaru zabudowanego) wpływa na zwiększenie pionowej różnicy temperatury oraz zmniejszenie pionowych różnic wskaźników wilgotności powietrza.

W pracy **Lidii Romaniec** pt. *Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rzeźby terenu na przykładzie okolic Płocka* (1987) określono wpływ rzeźby terenu na warunki termiczno-wilgotnościowe powietrza w okolicach Płocka. W opracowaniu posłużono się wynikami pomiarów meteorologicznych przeprowadzonych w dwóch dolinach rzecznych: Wisły (prawe zbocze) i Brzeźnicy (rys. 3 i 4).



Rys. 3. Położenie punktów pomiarowych w dolinie Wisły



Rys. 4. Położenie punktów pomiarowych w dolinie Brzeźnicy

Punkty były umieszczone w charakterystycznych miejscach terenu: w dnach obniżeń, w sąsiedztwie cieków, na wzniesieniach, na poszczególnych tarasach rzecznych. Punkty pomocnicze zlokalizowano w dwóch profilach, tj. w Dolinie Wisły na Skarpie Wiślanej – 4 punkty (W_1, W_2, W_3, W_4) i w Dolinie Brzeźnicy – 5 punktów (B_1, B_2 – dno doliny, B_3, B_4, B_5 – tarasy). W profilu Wisły punkty były znacznie oddalone od siebie (różnica wysokości do 50 m), a w dolinie Brzeźnicy punkty pomiarowe usytuowane na prawym zboczu doliny były blisko siebie (różnica wysokości 18 m).

W punktach bazowych (psychrometr Augusta, termometry ekstremalne, higrometr i termohigrograf), pomiary wykonywano 3 razy dziennie. W punktach zaś pomocniczych (psychrometr Assmanna, anemometr Robinsona lub katatermometr) pomiary wykonywano na poziomach 0,25 i 1,5 m nad poziomem gruntu, w terminach: 5^{00} - 9^{00} , 12^{00} - 14^{00} , 17^{00} - 21^{00} i co pół godziny.

Wpływ Wisły uwidocznił się w punkcie położonym najbliżej rzeki obniżeniem maksymalnej temperatury powietrza. W pozostałych punktach położonych na skarpie najchłodniej było rano i wieczorem u podnóża skarpy, gdzie w godzinach południowych notowana była najwyższa temperatura. Przyczyną tego było silne nagrzewanie się podłoża skarpy o wystawie południowej osłoniętej od wiatru w godzinach południowych i szybkie wychładzanie się podłoża oraz spływ chłodnego powietrza po zboczu skarpy po ustaniu insolacji. W punktach pomiarowych położonych poza skarpą: na terenie parku i w ogródku szkolnym, najwyższe wartości temperatury były o kilka stopni niższe, średnio $0,1$ - $2,0^{\circ}\text{C}$ niż na skarpie.

W dolinie Brzeźnicy najcieplej było rano i wieczorem w punktach położonych poza skarpą na otwartej przestrzeni, najchłodniej w punkcie położonym w dolinie najbliżej ciek. W południe sytuacja ulegała zmianie: zbocze doliny o ekspozycji południowej nagrzewało się bardziej i tu było najcieplej. Różnice najwyższych wartości temperatury dochodziły do $1,5^{\circ}\text{C}$.

Praca **Macieja Jaworka** pt. *Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki termiczne na przykładzie transektu położonego w okolicy Płocka* (1987) stanowi próbę opracowa-

nia topoklimatycznego transektu położonego w okolicy Płocka, w pobliżu stacji MOG w Murzynie.

Na podstawie danych uzyskanych drogą pomiarów prowadzonych równocześnie w kilku punktach badanego terenu zbadano związki między warunkami termicznymi a rzeźbą i pokryciem roślinnym danego miejsca. Niezależnie od wspomnianej analizy danych pomiarowych wykonano mapę topoklimatyczną analizowanego obszaru, posługując się metodą kartowania topoklimatów opracowaną przez J. Paszyńskiego (1980).

Na transekcji zlokalizowane były trzy punkty pomiarowe, z których pochodzą dane niezbędne do sporządzenia analizy topoklimatycznej. Stanowiska te znajdowały się w dolnej i środkowej części transektu: 1 – położony 80 m od brzegu Wisły, otoczony polami uprawnymi (59,3 m n.p.m.), 2 – leżący poniżej tarasu sandrowego Skrwy (66,5 m n.p.m.), na wschód od ściany lasu, 3 – położony był na wysokości 78,2 m n.p.m., w górnej części tarasu sandrowego Skrwy.

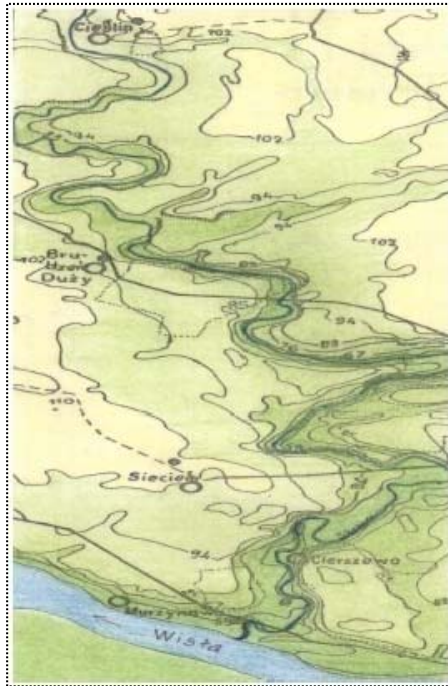
Posterunek meteorologiczny w Murzynie położony jest niespełna 1 km od omówionych wcześniej punktów pomiarowych. Znajduje się on na wysoczyźnie, około 100 m na wschód od budynku MOG. Dlatego też dane z Murzyna mogły stanowić punkt odniesienia dla wyników zebranych w punktach położonych na transekcji.

Na mapie topoklimatycznej transektu w skali 1:2000 wyróżniono grupy: 1 – topoklimaty niezalesionych form wypukłych, stoki o nachyleniu ponad 5° i ekspozycji SE-SW, 2 – topoklimaty niezalesionych form płaskich poza dnami dolin, 3 – topoklimaty niezalesionych form wklęsłych, 4 – topoklimaty obszarów zalesionych lub porośniętych krzewami i grupę 6 – topoklimaty obszarów znajdujących się pod silnym wpływem zbiorników wodnych.

W pracy **Marii Jarzyny** pt. *Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rodzaju upraw* (1981) wykazano związek warunków termiczno-wilgotnościowych z uprawami: żyta, jęczmienia, owsa, ziemniaków i buraków oraz koniczyny i trawy. Określono zróżnicowanie temperatury i wilgotności powietrza w różnych porach dnia i warunkach pogodowych. Omówiono też wpływ poszczególnych upraw na stratyfikację pionową temperatury i wilgotności powietrza.

Zakład Klimatologii UW w związku z badaniami eksperymentalnymi INTERKOMOS TELEFOTO 78, przeprowadził pomiary meteorologiczne w okresie 4-18 lipca 1978 r. w trzynastu punktach obserwacyjnych zlokalizowanych na obszarze woj. płockiego w Murzynie, Siecieniu, Brudzeniu Dużym, Cieślinie i Cierszewie (rys. 5).

Pomiary wykonane termohigrografami i psychrometrem Augusta, umieszczonymi w pięciu wyżej wymienionych miejscowościach na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu (o godzinie 8, 14 i 20 według czasu letniego) były podstawą określenia wpływu pogody na przestrzenne zróżnicowanie temperatury i wilgotności powietrza w przygruntowej warstwie.



Rys. 5. Szkic położenia miejscowości, w których zlokalizowano punkty pomiarowe

W pracy wykorzystano też wyniki pomiarów wykonanych psychrometrem Assmana na wysokości 0,25 m i 1,5 m nad powierzchnią gruntu w trzynastu punktach obserwacyjnych: Cieślin (buraki i koniczyn), Brudzeń Duży (jęczmień i 2 w trawie), Siecień (trawa, ziemniaki, żyto), Murzynowo (trawa, ziemniaki i owies), Cierszewo (trawa).

Oprócz pomiarów temperatury i wilgotności powietrza mierzono także kierunki i prędkość wiatru, opad atmosferyczny oraz oceniano zachmurzenie nieba, stan gruntu, mgły, burze i inne zjawiska atmosferyczne.

Określono regresję temperatury i wilgotności względnej powietrza w różnych uprawach (y) względem gruntu pokrytego trawą (x). Na przykład równania prostych regresji $y = ax + b$ w Murzynowie na poziomach 0,25 i 1,50 m w godzinach 8, 14, 20 mają postać:

		8 ⁰⁰	14 ⁰⁰	20 ⁰⁰
0,25 m	Owies	$y = 0,929x + 1,498$	$y = 1,077x - 1,351$	$y = 0,843x + 1,933$
	Ziemniaki	$y = 0,829x + 2,896$	$y = 1,051x - 0,696$	$y = 0,906x + 0,996$
1,50 m	Owies	$y = 0,817x + 2,801$	$y = 1,037x - 0,499$	$y = 0,902x + 1,064$
	Ziemniaki	$y = 0,738x + 3,887$	$y = 1,031x - 0,098$	$y = 0,886x + 1,407$

Wpływ roślin na warunki mikroklimatyczne otoczenia na ogół jest największy blisko powierzchni gruntu (0,25 m) i maleje ze wzrostem wysokości.

W pracy **Janusza Kosińskiego** pt. *Bilans radiacyjny zlewni eksperymentalnej w Murzynowie* (1990) określono składniki bilansu radiacyjnego na podstawie konkretnych zmierzonych wartości. Przedstawiono w niej rzeczywiste wartości energii dopły-

wającej i zatrzymanej w przypowierzchniowej warstwie gleby i roślinności. Pozwala to znaleźć bilans cieplny i związane z nim parametry, określić parowanie potencjalne czy też elementy mogące znaleźć zastosowanie np. w rolnictwie.

Wszystkie pomiary zostały wykonane na terenie zlewni eksperymentalnej w Murzynowie. Część wyników pomiarów wzięto w rejestracji ciągłej, a część z wykonanych badań terenowych. Dane te weszły do szczegółowego opisu rozkładu przepływu promieniowania. Wskazane zostały również zmiany sezonowe, głównie promieniowania krótkofalowego odbitego (zmiany albedo) oraz zmiany spowodowane zróżnicowaniem dopływu.

Dobowe wartości promieniowania pochodzą z okresu od 1 kwietnia 1986 do 31 marca 1988 roku (częściowo uzupełnione na podstawie danych z Belska). Wartości promieniowania w Murzynowie i Belsku są zbliżone.

Ważniejsze wyniki pomiarów składników bilansu promieniowania $Q^* = K^* + L^*$ zestawiono w odpowiednich tabelach np.:

- promieniowanie krótkofalowe mierzone w MOG w Murzynowie ($J \cdot cm^{-2}$),
- albedo (%) w porach roku dla różnego pokrycia terenu zlewni według pomiarów wykonanych w roku 1989,
- promieniowanie krótkofalowe odbite ($J \cdot cm^{-2}$) na terenie zlewni MOG w Murzynowie,
- promieniowanie krótkofalowe pochłonięte ($J \cdot cm^{-2}$) na terenie zlewni MOG w Murzynowie,
- przebieg bilansu radiacyjnego i jego składników ($J \cdot cm^{-2}$) i nad powierzchnią trawiastą zmierzonych w MOG w Murzynowie w okresie październik-grudzień 1986 r. K^* – promieniowanie krótkofalowe pochłonięte, L^* – promieniowanie długofalowe (efektywne), Q^* – saldo (z pokrywą śnieżną).

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	-2,0	-2,4	1,0	7,5	12,5	17,3	18,2	17,3	13,4	8,5	3,5	-0,1	7,9
Bydg. Lot.	-2,4	-2,9	0,7	7,2	11,3	17,0	17,9	16,9	13,0	8,0	3,1	-0,5	7,4
Ciechocinek	-2,4	-2,7	0,8	7,5	12,6	17,3	18,4	17,5	13,4	8,5	3,4	-0,3	7,8
Płock	-2,5	-3,3	0,8	7,8	12,9	17,7	18,6	17,6	13,5	8,4	3,4	-0,3	7,9
Toruń Wrz.	-2,7	-3,2	0,4	7,0	12,0	17,0	18,0	17,0	13,1	8,0	3,1	-0,6	7,4

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	-0,5	0,6	5,1	12,6	17,6	22,4	23,3	22,7	19,0	12,9	6,0	2,1	12,1
Bydg. Lot.	0,3	0,5	5,0	12,7	17,8	22,7	23,6	22,9	19,1	12,9	5,7	1,8	12,1
Ciechocinek	0,2	0,5	5,1	12,8	18,0	21,3	22,4	23,2	19,3	13,2	5,9	1,8	12,0
Płock	0,0	-1,8	5,0	12,9	18,1	23,0	23,9	23,4	19,6	13,6	5,7	3,9	12,3
Toruń Wrz.	0,0	0,1	4,5	12,4	17,6	22,6	23,5	22,8	19,0	12,8	5,4	1,6	11,9

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	-4,7	-5,5	-2,5	2,8	7,0	11,4	13,2	12,6	9,0	4,7	1,0	-2,4	3,9
Bydg. Lot.	-5,6	-6,5	-3,4	2,0	6,0	10,2	12,0	11,6	7,8	3,7	0,3	-3,2	2,9
Ciechocinek	-5,2	-6,1	-2,9	2,8	6,9	11,3	13,1	12,5	8,8	4,5	0,9	-2,7	3,7
Płock	-5,4	-6,2	-2,8	3,0	7,3	11,7	13,1	12,5	8,8	4,4	0,9	-2,6	3,7
Toruń Wrz.	-5,8	-7,0	-3,6	2,0	6,0	10,4	12,2	11,7	8,1	3,8	0,3	-3,3	2,9

Tabela 4. Absolutne najwyższe maksima i minima temperatury (°C) (1951-1960)

	max		min	
Bydgoszcz	38,3	11 VII 1959	-26,5	1 II 1956
Ciechocinek	38,8	12 VII 1959	-26,5	1 II 1954
Płock	36,6	11 VII 1959	-27,5	27 I 1954
Toruń	38,2	11 VII 1959	-26,9	12 II 1956

Tabela 5. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 25°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Bydgoszcz IUNG	0,4	1,9	8,3	10,6	8,4	2,5	-	32,1
Bydgoszcz Lotnisko	0,5	1,9	9,1	11,2	8,9	3,0	-	34,6
Ciechocinek	0,6	2,4	9,0	12,2	9,0	3,2	-	36,4
Płock	0,7	2,8	9,7	12,3	10,3	3,5	0,1	36,4
Toruń Wrzosa	0,4	1,8	8,5	9,9	8,4	4,1	0,5	33,6

Tabela 6. Liczba dni z temperaturą max > 30°C

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Bydgoszcz	-	0,1	0,8	1,8	1,4	0,5	-	4,6
Ciechocinek	-	0,3	0,9	2,9	1,7	0,6	-	6,4
Płock	-	0,2	1,5	2,9	1,7	0,7	-	7,0
Toruń	-	0,2	0,9	2,3	1,3	0,5	-	5,2

Tabela 7. Okres występowania przymrozków (2 m n.p.g., 1951-1960)

	jesienne	wiosenne	okres bezzymrozkowy
Bydgoszcz	14 X	26 IV	185
Ciechocinek	12 X	29 IV	198
Płock	17 X	5 V	164
Toruń	29 IX	21 V	130

Tabela 8. Liczba dni z temperaturą max < 0°C

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Bydgoszcz	0,1	1,5	5,5	11,1	10,6	3,8	-	32,6
Ciechocinek	0,1	1,7	5,4	11,0	10,2	3,8	-	32,2
Płock	0,1	1,5	5,1	10,4	10,0	4,3	-	31,4
Toruń	0,1	1,9	6,6	12,3	11,0	5,5	-	37,4

Tabela 9. Termiczne pory roku i okres ich występowania (1951-1960)

	zima			wiosna			lato			jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Bydgoszcz	21 XII	9 III	79	6 IV	1 VI	57	2 VI	30 VIII	90	31 VIII	2 XI	64
Płock	23 XII	8 III	76	4 IV	28 V	55	29 V	2 IX	97	3 IX	3 XI	62
Toruń	19 XII	12 III	84	7 IV	2 VI	57	3 VI	30 VIII	89	31 VIII	2 XI	64

Tabela 10. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	84	83	77	71	66	65	71	74	77	82	86	87	77
Bydg. Lot.	86	85	79	73	69	67	73	76	80	85	89	89	79
Ciechocinek	88	87	81	78	73	71	74	79	81	86	89	89	81
Płock	84	84	78	74	72	70	73	76	79	83	87	88	79
Toruń Wrz.	87	86	79	74	70	67	72	76	80	84	88	89	79

Tabela 11. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	0,9	0,9	1,8	3,7	5,7	7,9	7,2	6,0	4,4	2,4	1,2	0,8	3,6
Bydg. Lot.	0,7	0,8	1,6	3,5	5,0	7,4	6,7	5,6	4,0	2,1	0,9	0,6	3,2
Ciechocinek	0,8	0,9	1,6	3,0	4,2	5,8	4,8	4,2	3,0	2,2	1,1	0,8	2,7
Płock	0,8	0,8	1,6	3,5	5,1	7,2	6,8	5,9	4,1	2,3	1,1	0,6	3,3
Toruń W.	0,7	0,7	1,6	3,4	5,2	7,6	7,0	6,0	4,2	2,2	1,0	0,7	3,4

Tabela 12. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	7,6	7,4	5,9	6,1	5,9	5,6	6,3	6,0	5,4	6,7	8,3	8,0	6,6
Bydg. Lot.	7,6	7,4	6,0	6,3	6,0	5,8	6,4	6,1	5,5	6,5	8,1	7,9	6,6
Ciechocinek	7,4	7,2	5,7	5,9	5,7	5,2	5,8	5,5	5,2	6,2	7,9	7,7	6,3
Płock	7,7	7,4	6,3	6,3	6,3	6,0	6,2	6,0	5,6	6,3	8,2	8,0	6,7
Toruń Wrz.	7,8	7,6	6,3	6,4	6,6	6,2	6,7	6,4	5,9	6,8	8,2	8,0	6,9

Tabela 13. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	2,4	1,9	6,0	4,3	3,7	3,6	3,4	2,7	5,0	3,3	0,8	1,9	39,0
Byd. Lot.	2,2	2,1	5,4	3,5	2,4	3,5	2,5	1,7	4,8	3,3	1,0	1,8	33,2
Ciechocinek	2,9	2,5	6,5	5,4	4,2	3,4	4,2	4,8	6,9	4,6	2,1	2,2	49,7
Płock	2,0	1,9	4,6	4,5	2,6	2,8	3,2	2,5	5,4	3,4	1,2	1,7	35,8
Toruń Wrz.	2,1	2,1	4,4	3,3	2,4	2,8	2,6	2,9	4,9	2,9	1,4	1,6	33,4

Tabela 14. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	17,6	15,1	10,9	10,6	9,4	6,9	9,9	8,0	6,3	12,3	20,1	20,5	147,6
Bydg. Lot.	18,0	14,8	11,0	10,4	8,6	7,5	9,8	7,6	6,6	12,0	19,2	19,6	145,1
Ciechocinek	17,3	14,1	10,9	9,8	8,2	7,2	9,0	7,6	6,9	10,5	18,7	18,2	138,4
Płock	17,6	14,9	12,3	10,3	10,0	7,5	8,8	7,7	7,5	10,8	19,9	19,1	146,4
Toruń Wrz.	18,1	15,1	11,9	11,1	11,0	9,7	12,5	10,3	8,5	12,5	20,1	19,5	160,3

Tabela 15. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	26	21	20	30	44	50	97	57	42	28	35	36	486
Bydg. Lot.	30	24	21	36	46	54	104	64	45	28	36	39	527
Ciechocinek	26	26	23	29	44	50	93	60	48	25	34	36	494
Płock	27	30	25	29	51	52	93	58	47	26	40	40	518
Toruń Wrz.	25	24	20	30	43	55	97	59	38	27	33	35	486

Tabela 16. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	7,3	6,2	4,9	7,3	8,3	8,4	11,8	8,8	7,9	6,9	7,9	8,5	94,2
Bydg. Lot.	8,5	7,3	5,5	7,7	9,3	8,6	12,2	9,1	8,3	7,1	8,5	9,6	101,7
Ciechocinek	7,6	7,6	5,7	7,3	5,5	6,3	8,5	8,8	7,8	6,4	8,5	7,1	87,1
Płock	7,8	8,5	6,5	7,8	8,7	8,7	10,5	9,7	8,1	6,4	8,9	9,9	101,5
Toruń Wrz.	7,3	6,8	4,8	7,2	8,6	8,2	12,5	8,9	7,8	6,8	9,1	8,4	96,4

Tabela 17. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	0,4	0,2	0,4	0,2	1,6	1,2	0,8	1,6	1,4	0,4	1,0	-	9,2
Bydg. Lot.	0,1	0,2	0,1	0,4	1,0	1,5	2,7	1,6	1,1	0,1	0,4	0,6	9,8
Ciechocinek	0,2	0,1	0,2	0,4	0,9	1,6	2,9	1,5	1,3	0,4	0,3	0,5	10,3
Płock	0,2	0,2	0,4	0,3	1,0	1,2	2,9	1,7	1,1	0,3	0,5	0,6	10,4
Toruń Wrz.	0,1	0,3	0,1	0,4	0,9	1,9	2,9	1,7	0,8	0,4	0,3	0,5	10,3

Tabela 18. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	16,4	16,4	6,7	0,1	-	-	-	-	-	-	2,0	11,8	53,4
Ciechocinek	18,4	18,2	8,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	2,1	12,9	60,3
Płock	17,5	17,9	8,8	0,7	-	-	-	-	-	-	2,3	12,9	60,1
Toruń Wrz.	20,1	18,6	8,6	0,6	-	-	-	-	-	-	1,2	14,6	63,7

Tabela 19. Częstość występowania kierunków wiatru – Bydgoszcz

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,5	5,2	5,2	13,2	11,5	8,4	10,7	6,8	3,4	3,0	3,0	2,7	6,8
NE	4,8	5,9	9,0	10,5	11,8	9,8	7,7	3,4	3,6	3,6	3,6	2,9	6,5
E	6,6	12,4	18,1	9,0	11,3	11,0	8,7	6,3	11,5	11,5	6,9	7,3	9,8
SE	10,9	13,4	19,2	12,2	9,7	9,2	5,3	9,5	11,8	11,8	21,4	14,7	12,3
S	9,5	6,5	7,7	9,1	5,3	8,2	5,9	7,8	8,2	8,2	12,8	8,8	8,0
SW	20,6	10,8	7,5	9,5	8,9	10,0	12,1	15,2	18,9	18,9	15,2	20,7	13,5
W	24,1	20,9	16,2	16,3	17,1	17,4	22,4	21,8	18,9	18,9	17,2	23,8	20,1
NW	12,1	15,4	9,6	12,8	17,6	17,3	17,8	12,8	9,2	9,2	7,7	8,2	12,9
C	6,9	9,5	7,5	7,4	6,8	8,7	9,4	16,4	14,5	14,5	12,2	10,9	10,1

Tabela 20. Częstość występowania kierunków wiatru – Ciechocinek

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,4	7,5	9,4	18,4	16,0	14,9	11,6	8,2	7,4	4,4	7,1	2,8	9,3
NE	8,7	10,1	16,7	12,7	18,1	13,5	11,0	11,1	9,1	11,0	11,1	8,0	11,6
E	12,8	15,3	22,8	10,0	9,5	9,0	4,7	7,5	8,2	12,8	20,4	15,6	12,3
SE	6,1	5,9	5,4	6,4	1,9	4,2	1,7	2,9	3,7	4,0	6,5	6,4	4,5
S	5,7	4,4	3,7	5,7	2,4	4,7	4,3	3,5	4,1	4,4	6,5	8,5	4,8
SW	24,5	16,3	10,6	8,1	8,6	8,4	10,3	12,3	11,2	16,5	14,2	20,9	13,6
W	21,5	20,7	13,0	13,9	16,6	16,1	22,8	22,2	21,4	20,8	17,6	21,5	19,2
NW	9,7	9,6	9,1	13,1	14,6	15,1	15,8	11,9	13,8	9,2	6,6	8,2	11,4
C	6,6	10,2	9,3	1,7	12,3	14,1	17,8	20,4	21,1	16,9	10,0	8,1	13,3

Tabela 21. Częstość występowania kierunków wiatru – Płock

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	1,7	3,9	6,1	9,1	8,5	5,1	4,7	2,5	2,5	1,1	3,5	1,3	4,2
NE	5,4	4,8	8,1	4,2	7,1	5,3	3,8	2,3	2,0	2,0	2,4	2,0	3,9
E	7,1	10,2	14,9	6,7	7,9	5,3	3,3	4,0	5,0	7,3	9,1	7,6	7,4
SE	14,7	15,5	19,5	15,7	8,6	10,5	6,4	11,1	10,2	14,3	22,8	17,9	14,1
S	6,0	5,4	5,2	6,2	5,6	10,3	8,6	7,3	5,1	8,6	8,3	7,9	6,9
SW	21,2	12,8	7,7	10,8	10,8	10,9	13,6	14,0	17,3	18,1	14,9	18,7	14,2
W	27,9	25,7	17,6	19,3	21,1	23,9	31,4	31,9	29,4	24,4	18,6	25,2	24,9
NW	4,7	7,3	7,6	12,8	14,4	15,6	11,7	6,1	8,1	5,0	5,1	4,3	8,7
C	11,7	14,4	13,3	15,2	13,0	13,1	16,5	20,8	20,4	19,2	15,3	15,1	15,7

Tabela 22. Częstość występowania kierunków wiatru – Toruń Wrzosa

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,6	8,1	9,9	16,9	17,0	13,6	12,5	12,5	8,0	3,9	5,9	2,9	9,3
NE	8,5	10,2	12,3	14,3	18,0	15,1	12,4	12,4	7,1	6,6	6,0	4,7	10,4
E	8,0	13,3	21,8	11,0	12,8	12,2	7,8	7,8	9,9	12,9	14,3	11,9	12,2
SE	13,2	12,8	15,4	10,3	6,8	8,9	5,8	5,8	9,7	11,8	21,5	14,0	11,6
S	7,7	5,2	3,6	6,2	3,0	4,6	4,4	4,4	4,4	7,5	6,7	9,4	5,7
SW	16,9	8,9	4,7	5,8	5,4	5,4	9,1	9,1	10,2	10,9	11,5	14,3	9,3
W	23,8	19,1	13,7	12,9	13,6	13,1	19,5	19,5	22,4	20,4	15,9	23,5	18,4
NW	14,4	16,3	15,2	18,9	19,6	23,8	24,1	24,1	21,3	15,5	11,8	12,8	17,8
C	2,9	6,1	3,4	3,7	3,8	3,3	4,4	5,4	7,0	10,5	6,4	6,5	5,3

Tabela 23. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bydg. IUNG	2,6	2,4	2,3	2,0	2,1	2,0	2,0	1,8	1,8	1,9	2,3	2,1	2,1
Bydg. Lot.	3,7	3,7	3,9	3,4	3,4	3,4	3,1	3,0	2,9	3,0	3,4	3,5	3,4
Ciechocinek	3,2	2,9	2,9	2,5	2,4	2,2	2,0	2,0	2,2	2,2	2,9	2,9	2,5
Płock	4,0	3,7	3,8	3,3	3,2	3,1	3,0	2,8	3,1	3,0	3,6	3,7	3,4
Toruń Wrz.	3,7	3,6	4,0	3,6	3,5	3,3	3,0	2,8	2,9	2,8	3,4	3,4	3,3

3.6. Klimat mezoregionów Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego (315.3)

Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie graniczy na północy z Pojezierzem Iławskim, na wschodzie z Pojezierzem Mazurskim i Niziną Północnomazowiecką, na południu z Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką i na zachodzie z Doliną Dolnej Wisły.

W skład tego makroregionu wchodzi 6 mezoregionów: 315.31 Pojezierze Chełmińskie, 315.32 Pojezierze Brodnickie, 315.33 Dolina Drwęcy, 315.34 Pojezierze Dobrzyńskie, 315.35 Garb Lubawski i 315.36 Równina Urszulewska (rus. 1).

Rzeźba makroregionu jest dosyć urozmaicona. Ogólnie biorąc teren wznosi się ku wschodowi. Najwyższe wzniesienia występują w części północnowschodniej. Jest to Garb Lubawski przekraczający 200 m n.p.m. z kulminacją Góry Dylewskiej (312 m).

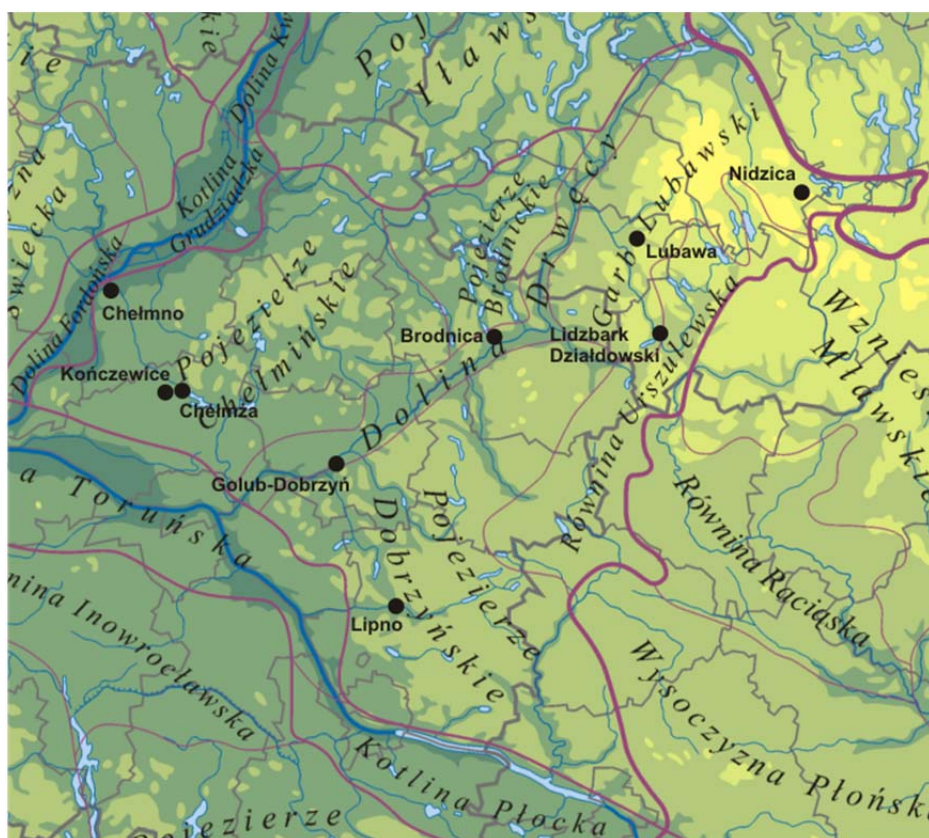
Na zróżnicowanie krajobrazowe tego makroregionu wpływają także wzniesienia moren czołowych znajdujących się na południowym zachodzie (Lipno-Rypin) i na zachodzie w okolicach Wąbrzeźna.

Jezior jest nieco mniej niż na Pojezierzu Iławskim i są na ogół małe, ale miejscami (np. na Pojezierzu Brodnickim) tworzą większe skupienia.

Charakterystykę klimatu Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego oparto na 3 stacjach meteorologicznych: Kończewice (Pojezierze Chełmińskie) oraz Lidzbark Działdowski i Nidzica (obydwie stacje znajdują się w mezoregionie Garb Lubawski w dolinach rzecznych, z tym, że Lidzbark ma w najbliższym otoczeniu tereny bagienne i jezioro, a Nidzica leży w obniżeniu południowo-wschodniej części Garbu Lubawskiego).

Pozostałe mezoregiony: Pojezierze Dobrzyńskie, Równina Urszulewska, Pojezierze Brodnickie i Dolina Drwęcy nie mają stacji meteorologicznych.

Różnica w długości geograficznej jest podstawową przyczyną różnic w klimacie między makroregionem Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i Niziną Północnomazowiecką. Wysunięcie na zachód Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego sprawia, że zaznaczają się tu zimną pewne cechy klimatu morskiego, o czym świadczy przebieg roczny poszczególnych elementów klimatologicznych.



Rys. 1. Mezoregiony Pojezierza Chelmińsko-Dobrzyńskiego

Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w badanym makroregionie wahają się od ok. $-4,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do ponad $17,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 1). Największymi wartościami temperatury cechuje się południowa część makroregionu, a najniższe występują na północnym wschodzie ($-4,6^{\circ}\text{C}$ Nidzica). W okresie zimowym najcieplej jest na zachodzie ($-3,3^{\circ}\text{C}$ Kończewice).

Temperatury ekstremalne wykazały w przebiegu rocznym podobne zróżnicowanie wahające się średnio od min $-8,0^{\circ}\text{C}$ w lutym (tab. 3) do 23°C w lipcu (tab. 2), ekstrema absolutne od min $-30,0^{\circ}\text{C}$ do max $35,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 4).

O korzystnych warunkach termicznych tego makroregionu świadczy dodatkowo stosunkowo małe prawdopodobieństwo występowania dni mroźnych od 45 do 55 dni w roku (tab. 5) i bardzo mroźnych od 20 do 25 dni w roku (tab. 6), stosunkowo długi okres bezprzymrozkowy od 140 do 155 dni (tab. 7) i krócej trwająca zima od 90 do 100 dni (tab. 8).

Pod względem liczby dni charakterystycznych (gorących – ok. 25 (tab. 9) i upalnych – ok. 5 makroregion ten nie odbiega wyraźnie od Niziny Północnomazowieckiej.

Przy ocenie wilgotności powietrza ograniczono się do wilgotności względnej i niedosytu wilgotności powietrza. Wilgotność względna osiągnęła tu dosyć wysokie średnie

(od ok. 70% w maju i czerwcu do ponad 90% w listopadzie i grudniu), przy czym zróżnicowanie przestrzenne jest słabo zaznaczone (tab. 10). Średnie miesięczne wartości niedosytu wilgotności powietrza potwierdzają powyższe stwierdzenia, kształtując się w granicach od poniżej 1,0 hPa w okresie listopad-marzec do ponad 6,0 hPa w czerwcu (tab. 11).

Zachmurzenie jest ogólnie mniejsze niż na Nizinie Północnomazowieckiej. Średnie miesięczne zachmurzenie największe jest w listopadzie (7,8-8,6), najmniejsze zaś we wrześniu (5,1-5,5; tab. 12). Najmniejszym zachmurzeniem wyróżnia się południowa część makroregionu a najbardziej zachmurzone są północne obszary. Odpowiednio do rozkładu średniego zachmurzenia układają się dni pochmurne (od 130 do 160 w roku, gdy tymczasem dni pogodne kształtują się odwrotnie (od 25 do 40 dni w roku, tab. 13-14).

Podobnie jak Nizina Środkowomazowiecka i Północnomazowiecka oraz Kotlina Toruńsko-Płocka makroregion ten wyróżnia się najmniejszymi sumami opadowymi (średnia roczna około 500 mm, tab. 15), znajduje się niejako w cieniu opadowym wzgórz Pojezierza Pomorskiego.

Wyjątek stanowią wzniesienia Garbu Lubawskiego, gdzie opad osiąga znacznie większe wartości, co widać na przykładzie stacji w Nidzicy.

Ponadto stosunkowo rzadko występują tu opady, o czym świadczy liczba dni z opadem $>0,1$ mm (150-160 dni w roku), $>1,0$ mm (95-110 dni w roku, tab. 16) i $>10,0$ mm (11-13 dni w roku, tab. 17).

Pokrywa śnieżna obserwowana jest przeciętnie od 60 do 80 dni w roku (tab. 18) z tym, że najdłużej utrzymuje się na wzniesieniach Garbu Lubawskiego.

Dni z burzą jest przeciętnie około 15, z tym, że mniejszą ich liczbą wyróżnia się północna część, natomiast większą południowa.

Dni z mgłą notowane są średnio w roku od 50 do 70. Największą częstością mgieł odznacza się przełom jesieni i zimy, a najmniej przełom wiosny i lata.

Charakterystyczne dla tego makroregionu są także większe prędkości wiatru niż na Nizinie Północnomazowieckiej, co szczególnie uwidacznia się w chłodnej porze roku (tab. 19) jak również i w roku (od 3,0 do 4,0 m/s).

Częstość kierunku wiatru dla stacji Prabuty ilustruje wykres zamieszczony w pracy zbiorowej* (Okołowicz i inni 1966).

Jesienią, a zwłaszcza zimą, dominują kierunki W przeważające w ciągu całego roku, osiągając 20 i więcej %, w tych porach roku najmniejszy udział mają kierunki północne (poniżej 5%). W okresie wiosennym i jesiennym zaznacza się większy udział wiatrów E i SE. Latem, a właściwie na przełomie wiosny i lata, przeważają kierunki N i NW, charakteryzujące się częstościami 10-15%, w tym czasie wiatry dominujące w ciągu całego roku mają swą najmniejszą częstość. Cisz najwięcej notuje się latem i jesienią, najmniej w okresie zimowym.

Prędkość wiatru w połączeniu z kierunkami wskazują, że kierunek W wyróżnia się większymi prędkościami, szczególnie w okresie jesienno-zimowym. O zwiększonych prędkościach wiatru na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim w stosunku do Niziny Północnomazowieckiej, świadczy również mniejszy udział cisz.

Mezoregiony z tego makroregionu nie wykazują zbyt dużych różnic w warunkach klimatycznych, jak to obserwowaliśmy na Pojezierzu Mazurskim czy też na Nizinie Północnopodlaskiej. Wyjątek stanowi Garb Lubawski, który niezależnie od pory roku

wyróżnia się pod względem stosunków termiczno-opadowych, z uwagi na większe wysokości nad poziom morza. Jest on przede wszystkim chłodniejszy i cechuje się większymi sumami opadu w stosunku do przeciętnej dla tego makroregionu. Ponadto w mezoregionie tym można by wydzielić jeszcze szereg mniejszych jednostek z uwagi na specyfikę charakteru podłoża, rzutującą na cechy klimatu lokalnego.

W mezoregionie Pojezierze Brodnickie i w zachodniej części mezoregionu Garb Lubawski oraz w Dolinie Drwęcy zaznacza się największy wpływ zbiorników wodnych i terenów podmokłych. W związku w tym mezoregiony te w sezonie letnim charakteryzują się niższymi temperaturami maksymalnymi w stosunku do terenów leżących mniej więcej w tych samych szerokościach, ale z dala od większych zbiorników wodnych. Minima z kolei są tu niższe, a nawet w niektórych miesiącach należą do najniższych obserwowanych na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim.

Ze względu na sporą liczbę naturalnych zbiorników wodnych wilgotność tych mezoregionów jest stosunkowo duża, zwłaszcza w porównaniu z mezoregionem Pojezierze Dobrzyńskie. Ta sama uwaga dotyczy wielkości zachmurzenia i sum opadu atmosferycznego, co widać głównie z map klimatologicznych.

Należy jeszcze uzupełnić, że Pojezierze Chełmińskie należy do najcieplejszych mezoregionów badanego makroregionu, drugie miejsce po nim zajmuje Pojezierze Brodnickie.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	-2,8	-3,3	-0,8	6,9	11,7	16,4	17,5	16,8	12,7	8,1	3,0	-0,7	7,5
Lidzbark Dz.	-3,6	-4,1	-0,5	6,4	11,6	16,4	17,5	16,6	12,7	7,7	2,3	-1,3	6,8
Nidzica	-4,1	-4,6	-1,1	6,1	11,1	15,6	16,9	16,2	12,1	7,2	2,0	-1,8	6,3

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	-0,6	-0,6	3,9	17,6	17,0	20,5	22,8	22,1	18,4	12,3	4,7	1,2	11,6
Lidzbark Dz.	-1,2	-0,7	3,1	11,1	16,6	21,5	22,7	21,7	17,9	12,0	4,7	0,3	10,3
Nidzica	-1,2	-1,3	2,7	11,4	17,0	21,6	22,6	21,5	18,0	12,0	4,8	1,3	10,9

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	-5,7	-6,8	-3,3	2,3	6,2	10,3	12,2	11,9	8,5	4,4	0,4	-2,8	3,1
Lidzbark Dz.	-6,9	-7,5	-4,3	1,5	6,0	10,2	11,8	11,4	7,8	3,8	-0,3	-4,2	2,4
Nidzica	-7,3	-8,3	-5,0	1,1	5,4	9,6	11,1	10,7	7,0	3,0	-0,5	-4,5	1,9

Tabela 4. Absolutne maksima i minima temperatury powietrza (°C) (1951-1960)

	Max		Min	
Lidzbark Dz.	34,4	1 VIII 1952	-28,8	1 II 1956
Nidzica	35,0	11 VII 1959	-30,5	31 I 1956

Tabela 5. Liczba dni z temperaturą max < 0° (1951-1960), x – 1-5 dni na 10 lat

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Lidzbark Dz.	1	8	9	16	15	8	x	57
Nidzica	-	2	9	15	14	7	-	47

Tabela 6. Liczba dni z temperaturą min < -10° (1951-1960)

	XI	XII	I	II	III	Rok
Lidzbark Dz.	x	3	7	8	3	21
Nidzica	1	4	9	9	4	27

Tabela 7. Okres występowania przymrozków (1951-1960)

	data wiosennego	data jesiennego	okres bezprzymrozkowy
Lidzbark Dz.	7 V	10 X	155
Nidzica	13 V	2 X	141

Tabela 8. Termiczne pory roku i okres ich występowania (1951-1960)

	zima			wiosna			lato			jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Lidzbark Dz.	15 XII	15 III	91	6 IV	3 VI	59	4 VI	29 VIII	87	30 VIII	30 X	62
Nidzica	9 XII	18 III	100	11 IV	7 VI	58	8 VI	27 VIII	81	28 VIII	27 X	61

Tabela 9. Liczba dni z temperaturą maksymalną >25°C

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	-	-	-	0,1	0,3	3,3	8,0	6,3	1,6	-	-	-	27,3
Lidzbark Dz.	-	-	-	0,3	1,4	6,6	8,1	6,7	2,3	-	-	-	-25,3
Nidzica	-	-	-	0,3	1,9	6,3	7,8	7,3	1,8	-	-	-	25,4

Tabela 10. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna powietrza (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	89	88	82	77	73	72	77	78	80	86	91	93	82
Lidzbark Dz.	89	87	82	75	71	69	74	77	80	85	90	90	81
Nidzica	88	88	82	78	73	74	78	80	82	88	91	91	83

Tabela 11. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	0,5	0,6	1,2	3,0	4,6	6,1	5,6	5,7	3,8	1,8	0,7	0,3	2,8
Lidzbark Dz.	0,5	0,6	1,3	3,1	4,7	6,8	6,2	5,0	3,6	2,0	0,8	0,5	2,9
Nidzica	0,5	0,5	0,9	2,6	4,6	5,6	5,3	4,8	3,0	1,4	0,7	0,5	2,5

Tabela 12. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	7,4	6,8	5,6	6,0	5,8	5,3	5,9	5,6	5,1	6,1	7,8	7,8	6,3
Lidzbark Dz.	8,1	7,7	6,4	6,4	6,2	5,5	6,1	6,2	5,5	6,9	8,6	8,3	6,8
Nidzica	7,9	7,6	6,1	6,0	6,0	5,7	6,1	6,0	5,2	6,6	8,3	8,1	6,6

Tabela 13. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	1,9	2,2	5,3	4,3	3,7	4,5	3,8	3,2	5,8	4,0	1,5	1,4	41,6
Lidzbark Dz.	1,1	1,4	4,0	3,5	2,5	2,7	3,3	1,9	5,2	2,4	0,9	1,1	30,6
Nidzica	0,7	1,5	4,3	3,5	1,7	1,7	1,6	1,8	4,4	2,2	1,0	1,5	25,1

Tabela 14. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	16,3	11,8	10,5	10,1	8,4	5,9	8,3	6,7	5,5	9,7	17,5	17,9	128,6
Lidzbark Dz.	19,7	16,3	12,4	11,1	9,5	7,1	8,8	8,2	7,6	12,9	21,0	21,4	156,0
Nidzica	17,7	14,7	10,9	8,3	6,9	4,7	6,6	6,9	4,7	11,8	19,6	21,1	129,9

Tabela 15. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	25	22	18	31	47	57	101	72	50	27	34	35	519
Lidzbark Dz.	22	22	19	31	52	56	87	66	46	27	39	35	502
Nidzica	35	39	27	33	40	60	84	72	51	32	44	48	565

Tabela 16. Liczba dni z opadem 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	7,5	6,9	4,4	7,4	8,4	8,3	12,1	9,1	7,3	6,5	8,8	8,5	95,2
Lidzbark Dz.	6,1	6,5	4,7	7,5	8,9	8,3	10,7	9,6	8,7	6,3	8,9	8,5	94,4
Nidzica	10,7	11,3	7,4	9,1	9,5	9,1	10,9	10,9	9,4	6,3	9,9	9,9	114,3

Tabela 17. Liczba dni z opadem 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	0,1	0,3	0,1	0,5	1,0	1,8	3,1	3,5	1,7	0,3	0,1	0,3	12,8
Lidzbark Dz.	0,3	0,1	0,3	0,5	1,3	1,4	2,4	2,0	0,9	0,4	0,7	0,7	12,0
Nidzica	0,1	0,3	0,5	0,4	1,2	1,8	2,8	2,1	1,4	0,7	0,7	0,7	12,7

Tabela 19. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	17,7	16,7	8,2	0,2	0,3	-	-	-	-	-	2,2	11,8	57,1
Lidzbark Dz.	18,9	12,7	11,7	0,9	0,1	-	-	-	-	-	3,1	14,4	61,8
Nidzica	23,4	23,1	14,3	1,0	-	-	-	-	-	-	3,5	15,4	80,7

Tabela 18. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kończewice	4,4	4,4	4,3	4,0	3,6	2,9	3,2	3,2	3,4	3,2	4,1	4,3	3,8
Lidzbark Dz.	3,7	3,6	3,6	3,1	2,7	2,6	2,4	3,0	2,8	2,9	3,5	3,5	3,1
Nidzica	3,5	3,4	3,4	3,2	2,9	3,2	3,1	3,0	3,1	3,1	3,5	3,7	3,3

3.7. Klimat mezoregionów Niziny Północnomazowieckiej (319.6)

Makroregion Nizina Północnomazowiecka sąsiaduje na północy z Pojezierzem Mazurskim, na wschodzie z Niziną Północnopodlaską, na południu z Niziną Środkowomazowiecką i na zachodzie z Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim.

W makroregionie tym występują następujące mezoregiony: 319.61 Wysoczyzna Płońska, 319.62 Równina Raciąska, 319.63 Wzniesienie Mławskie, 319.64 Wysoczyzna Ciechanowska, 319.65 Równina Kurpiowska, 319.66 Dolina Dolnej Narwi i 319.67 Międzyrzecze Łomżyńskie (rys. 1).

Najwyższe partie terenu stanowią ostańce morenowe i kemowe, które skupiają się w kilku grupach. Największa z nich znajduje się na obszarze między Mławą a Przasny-

szem, dochodząc w Dębowej Górze (na pn. wsch. od Mławy) do wysokości 236 m n.p.m.

Drugą większą grupę wzgórz ciągnącą się w kształcie pasa równoległego do doliny Wisły i Narwi stanowią moreny między Wyszogrodem, Płońskiem i Pułtuskim, sięgając na pn. od Wyszogrodu 160 m n.p.m.

Znaczne wniesienia stanowi także wał morenowy Czerwonego Boru (wys. 227 m n.p.m.) położony na wschodniej granicy omawianego regionu.

Nizinę przecinają w kierunku południowym doliny Narwi i Wkry z dopływami, przy czym w prawym dorzeczu Narwi znajduje się piaszczysta Równina Kurpiowska urozmaicona wzniesieniami wydm.



Rys. 1. Mezoregiony Niziny Północnomazowieckiej

Do największych kompleksów leśnych tego obszaru należy Puszcza Zielona na Równinie Kurpiowskiej oraz Puszcza Biała położona pomiędzy Narwią a Bugiem.

Ocenę klimatu Niziny Północnomazowieckiej oparto na 6 stacjach klimatologicznych dosyć równomiernie rozmieszczonych, gdyż prawie każdy mezoregion ma punkt pomiarowy. I tak Wysoczyznę Płońską reprezentuje Poświętne, Wzniesienia Mławskie – Mława, Wysoczyznę Ciechanowską – Przasnysz, Równinę Kurpiowską – Myszyniec, Dolinę Dolnej Narwi – Pułtusk i Ostrołęka. Brak stacji meteorologicznej na Równinie Raciejskiej i w Miedzyrzeczu Łomżyńskim.

Cechą klimatu Niziny Północnomazowieckiej jest jego przejściowość między bardziej kontynentalnym klimatem Niziny Północnopodlaskiej na wschodzie przejawiają-

cym zimą pewne cechy klimatu morskiego Pojezierzem Chełmińsko-Dobrzyńskim na zachodzie.

Jest on chłodniejszy w porównaniu z Niziną Środkowomazowiecką z uwagi na bardziej północne położenie i nieco większe wzniesienia nad poziomem morza. Natomiast w stosunku do Pojezierza Mazurskiego jest od wyraźnie cieplejszy.

Zimą średnie temperatury rosną z północno-wschodu na południowy-zachód od $-4,9^{\circ}\text{C}$ do $-3,7^{\circ}\text{C}$ w (luty, tab. 1) a w lecie największe zróżnicowanie zaznacza się na profilu północ-południe od $17,3^{\circ}\text{C}$ do $18,4^{\circ}\text{C}$ (lipiec).

Zróżnicowanie warunków termicznych w powiązaniu z porami roku potwierdzają średnie temperatury minimalne wahające się w lutym od $-9,0^{\circ}\text{C}$ do $-7,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 3) i średnie maksymalne kształtujące się w granicach od $23,0^{\circ}\text{C}$ do $24,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 2) oraz ekstrema absolutne: min od $-30,0^{\circ}$ do $-26,0^{\circ}\text{C}$ a max od $35,0^{\circ}$ do $37,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 4).

Północno-wschodnia część makroregionu cechuje się w porównaniu z częścią południowo-zachodnią krótszym okresem bezprzymrozkowym (od 150 do 160 dni w roku – tab. 5) i większym prawdopodobieństwem występowania dni mroźnych (ok. 40 dni w roku – tab. 6) oraz dłuższą zimą (tab. 7).

Z kolei liczba dni gorących (od 30 do 40 dni w roku, tab. 8) i upalnych (od 5 do 6 dni w roku, tab. 9) wykazuje największe zróżnicowanie na profilu północ-południe.

Pod względem wilgotności powietrza Nizina Północnomazowiecka różni się od znacznie suchszej Niziny Środkowomazowieckiej, zwłaszcza w miesiącach półroczna ciepłego.

Miesiącem o najniższej wilgotności względnej jest maj (od 67% do 71%, tab. 10). Stosunkowo niskie wartości tego parametru występują również w czerwcu, a nawet niekiedy identyczne jak w maju (Poświętne i Przasnysz).

Z kolei miesiącem o najwyższej wilgotności względnej jest grudzień (od 87 do 91%). Należy jednak uzupełnić, że wartości listopadowe i styczniowe niewiele odbiegają od wyżej wymienionych.

Układ taki jest zgodny z ogólnie znanym biegiem rocznym tego wskaźnika wilgotności w Polsce.

Ponadto z zestawienia tego widać, że wilgotność względna wykazuje większe zróżnicowanie w zależności od lokalizacji stacji aniżeli od położenia geograficznego danej stacji. Odbiega też on pod względem większego zróżnicowania od pozostałych makroregionów północno-wschodniej Polski, ale tylko w miesiącach letnich.

Średnie miesięczne wartości niedosytu wilgotności powietrza w rozpatrywanym makroregionie wykazują znacznie większe zróżnicowanie, wahając się od ok. 7,0 hPa w czerwcu do poniżej 1,0 hPa w miesiącach zimowych (tab. 11). Myszyniec i Przasnysz dzięki specyficznym warunkom lokalizacji stacji wyróżniają się w dalszym ciągu wyższą wilgotnością powietrza, o czym świadczą niższe wartości niedosytu wilgotności nie tylko w średnich miesięcznych, ale i w średnich rocznych.

Zachmurzenie ogólnie biorąc jest większe niż na Nizinie Środkowomazowieckiej, zwłaszcza w północnej części badanego makroregionu (tab. 12). We wszystkich przypadkach największy stopień zachmurzenia wykazują okolice Przasnysza, najniższe – Myszyńca, co związane jest prawdopodobnie z lokalizacją stacji.

W przebiegu rocznym zachmurzenia widoczne jest już większe zróżnicowanie w zależności od pory roku. W opracowywanym 15-leciu (1951-1965) zdecydowanie najpo-

godniejszy był maj i czerwiec (od 5,0 do 6,0), natomiast najbardziej zachmurzone niebo obserwowane było na wszystkich stacjach w listopadzie i grudniu (od 7,8 do 8,8).

Dni pogodnych przypada na makroregion Północnomazowiecki średnio w roku od 30 do 60 (tab. 13) a pochmurnych od 120 do 150 (tab. 14).

Średnie roczne sumy opadu kształtują się w granicach wartości przeciętnych dla Niziny Środkowomazowieckiej, Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego i Kotliny Toruńsko-Płockiej (ok. 500 mm, tab. 15). Znacznie większe sumy opadu występują w północnej części makroregionu, co widać na przykładzie Myszyńca (592 mm) i Mławy (561 mm), aniżeli w południowej – Poświętna (495 mm). Najniższa suma opadu wystąpiła lokalnie w Przasnyszu (436 mm).

Przy analizie rozkładu opadów w poszczególnych miesiącach wyróżnia się lato, a w nim lipiec z sumami najwyższymi i stosunkowo mało zróżnicowanymi w okresie 15-letnim, od 70 do 90 mm. Wyjątek stanowi Przasnysz, gdzie zanotowano najmniejszą sumę lipcową opadu (60 mm).

Najmniej obfituje w opady wiosna, a w marcu występuje minimum roczne (od 24 mm w Mławie do 16 mm w Przasnyszu).

Odpowiednio do sum opadu układają się liczby dni o różnych klasach od 150 do 160 przy opadzie $>0,1$ mm, czyli średnio biorąc mniej więcej co drugi dzień obserwowano jakiś rodzaj opadu. Jeśli chodzi o opady obfitsze, o sumach $>1,0$ mm, to takie przypadki zdarzają się trochę rzadziej tzn. średnio 3 dni na miesiąc (tab. 16).

Najrzadziej obserwowano deszcze $>10,0$ mm – średnio raz na miesiąc (tab. 17), z największą ich częstością w okresie letnim (2-3 razy w miesiącu).

W badanym makroregionie nie widać dużego zróżnicowania w częstości występowania wybranych przedziałów. Ta sama uwaga dotyczy burz (ok. 20 dni w roku) i mgieł (ok. 40 dni w roku).

Pokrywa śnieżna obserwowana jest w ciągu roku średnio od 60 do 90 dni (tab. 18) z maksimum na północy badanego makroregionu. Szata śnieżna ustala się przeciętnie pod koniec listopada lub na początku grudnia a zanika na przełomie marca.

W makroregionie tym, podobnie jak w pozostałych zaznacza się regularność w rozkładzie kierunków wiatru (tab. 19-21).

Na wiosnę dominują wiatry z sektora wschodniego (E od 4 do 20%, SE od 7 do 18% i NE od 7 do 11%). Stosunkowo często w tej porze roku obserwuje się także wiatry z sektora zachodniego (NW od 9 do 21%, W od 8 do 14% i SW od 7 do 12%). Natomiast najrzadziej występują wiatry południowe (S od 3 do 10%). W lecie, w jesieni i zimą zdecydowaną przewagę mają wiatry z sektora zachodniego, co znajduje swój wyraz w częstościach rocznych (SW od 13 do 16%, W od 11 do 16% i NW od 9 do 16%). Z zestawień dla roku widać, że najrzadziej pojawiającymi się kierunkami są wiatry północne (NE od 6 do 8% i N od 8 do 10%). Ponadto tabele wskazują, że poszczególne stacje wykazują pewne odchylenia w częstości występowania przeważających wiatrów, co głównie wywołane jest rzeźbą terenu i najbliższym otoczeniem stacji.

Jeszcze bardziej zależność tego rodzaju ma częstość występowania cisz (od 12 do 20% w roku i średnia prędkość wiatru (od 2,0 do 4,0 m/s w roku (tab. 22).

Ogólnie biorąc można stwierdzić, że znacznie większe prędkości wiatru obserwowane są na stacjach położonych w zachodniej części makroregionu, co widać na przykładzie stacji w Poświętnym, aniżeli na stacjach znajdujących się w północnej i we wschodniej jego części (Myszyniec, Ostrołęka). Wyjątek stanowi stacja w Pułtusk

(zlokalizowana w dolinie rzeki Narwi na wysokości 80 m n.p.m.) cechująca się dużym udziałem cisz (20%) i jednocześnie dużymi prędkościami wiatru (3,4 m/s, tab. 22). Największe odchylenia od przeciętnych warunków klimatycznych tego makroregionu wykazuje Równina Kurpiowska, co widać na przykładzie stacji w Myszyńcu. Z uwagi na północne położenie i stosunkowo duży udział terenów bagiennych mezoregion ten wyróżnia się jako najchłodniejszy, najbardziej wilgotny i o wysokich sumach opadu. Ponadto występuje tu stosunkowo małe zachmurzenie i prędkość wiatru.

Drugie miejsce pod względem tego rodzaju warunków klimatycznych zajmuje mezoregion Wzniesienia Mławskie, co reprezentuje stacja w Mławie. Ze względu na większą wysokość nad poziomem morza, mezoregion ten cechuje się dodatkowo większą liczbą występowania dni z pokrywą śnieżną oraz stosunkowo małym udziałem cisz. W dalszej kolejności należy wymienić północną część Doliny Dolnej Narwi oraz Międzyrzecze Łomżyńskie. Z kolei do najcieplejszych mezoregionów tego makroregionu należą: Wysoczyzna Płońska (Poświętne) oraz południowa część Wysoczyzny Ciechanowskiej i Doliny Dolnej Narwi (Pułtusk). Odpowiednio do warunków termicznych kształtują się tu stosunki wilgotnościowe. Zachmurzenie i opad oscylują w pobliżu przeciętnych dla makroregionu a prędkość wiatru i częstość występowania cisz znacznie je przekraczają. Pod względem dużego zachmurzenia i małych sum opadu wyróżnia się dodatkowo północna część Wysoczyzny Ciechanowskiej, co przedstawia Przasnysz.

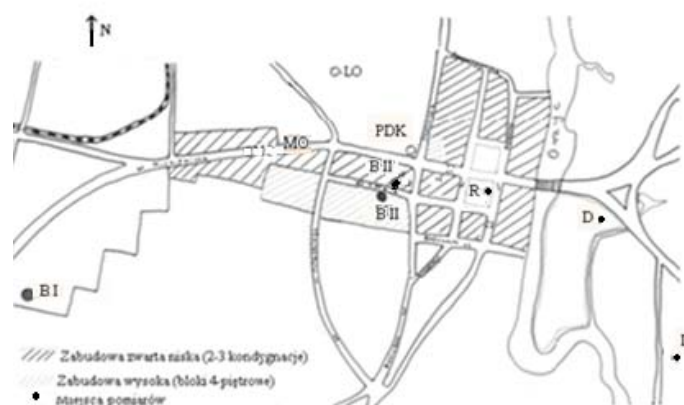
Badania eksperymentalne klimatu lokalnego małych miast na przykładzie Makowa Mazowieckiego i Sierpca oraz Doliny Dolnej Narwi

Stosunkowo mało badań zostało przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii UW na Nizinie Północnomazowieckiej. Dotyczą one tylko 2 małych miast Makowa Mazowieckiego, położonego na Wysoczyźnie Ciechanowskiej i Sierpca – położonego na Równinie Raciąskiej.

Badania w **Makowie Mazowieckim** przeprowadzono w dwóch punktach pomiarowych tzw. bazach, z których jedna (Baza I) reprezentowała warunki pozamiejskie, a druga (Baza II) warunki miejskie oraz w 5 punktach obserwacyjnych wzdłuż osi miasta, reprezentujących różne strefy miasta na profilu ze wschodu na zachód (rys. 2).

Punkty bazowe wyposażone były w komplet przyrządów: duża klatka na poziomie 2 m, a w niej psychrometr Augusta, termohigrograf, ewaporometr Piche'a, higrometr włosowy, termometry ekstremalne, samopis na poziomie 1,5 m, deszczomierz, pluwiograf i heliograf (tylko na Bazie I), termometry ekstremalne na 3 poziomach (2 m – duża klatka, 1,5 m i 0,25 m).

Punkty na profilu biegnącym przez miasto z zachodu na wschód, wyposażono przede wszystkim w samopisy na poziomie 1,5 m oraz w termometry ekstremalne na poziomie 1,5 m i 0,25 m i deszczomierze (z wyjątkiem punktu przy Domu Kultury w 1973 r., gdzie zainstalowano tylko samopis). Ponadto dokonywano na obu bazach pomiarów psychrometrem aspiracyjnym Assmana na 3 poziomach: 2,0, 1,5, 0,25 m, prędkości wiatru anemometrem Robinsona, ochładzania katatermometrem Hilla oraz prowadzone obserwacje zachmurzenia. Wszystkie pomiary prowadzono w 9 terminach: w 1972 – 6³⁶, 9⁰⁰, 11⁰⁰, 12³⁶, 15⁰⁰, 17⁰⁰, 18⁰⁰, 19⁰⁰, 21³⁶, a w 1973 – w czasie kalendarzowym, tj. 6⁰⁰, 12⁰⁰, 21⁰⁰.



Rys. 2 Rozmieszczenie punktów pomiarowych w Makowie Mazowieckim (skala 1:5 000)

W pracy **Katarzyny Starosty** pt. *Zróżnicowanie warunków klimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 r. i 1973 r.)* (1974) wykazano różnice klimatu między terenem miejskim a obszarem otaczającym oraz różnice w obrębie samego miasta wynikające z różnorodności jego struktury przestrzennej.

Przeprowadzone badania pozwoliły na wyróżnienie w mieście stref różniących się warunkami klimatycznymi. Cztery wyróżnione strefy wiążą się z różnym rodzajem zabudowy miejskiej, natomiast strefa doliny związana jest z odmiennymi warunkami topograficznymi. Na przykład pierwsza strefa to obszary ze starą zabudową 2-3 kondygnacją wokół Rynku, obszar o większych średnich miesięcznych wartościach temperatury w stosunku do terenu zamiejskiego, a także o przesunięciu fazowym zmian temperatury, co jest charakterystyczne właśnie dla miasta. Druga strefa obejmuje tereny zabudowy wysokiej 4-piętrowych bloków, o temperaturze średniej miesięcznej wyższej niż za miastem.

Zupełnie odmienne warunki klimatyczne posiada dzielnica willowa, którą reprezentowała w 1972 r. stacja LO. Odrębnym zupełnie terenem nie związanym z zabudową, ale charakterystycznym dla miasta jest dolina Orzyca z parkiem.

Z pracy **Barbary Gabryl** pt. *Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku)* (1972) wynikają ważne wnioski dotyczące wpływu miasta na klimat i zróżnicowania warunków bioklimatycznych w mieście:

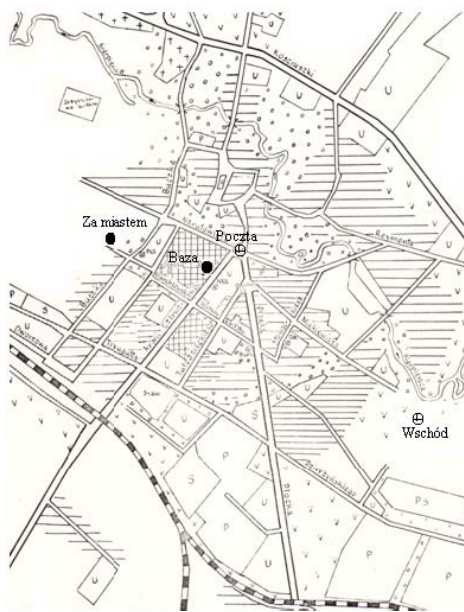
- wpływ 6 tysięcznego miasta na klimat przejawiał się w występowaniu wyspy przegrzania (parność nad miastem),
- dzielnice o zabudowie zwartej, wysokiej i niskiej są siedliskiem wyspy ciepła,
- większa suchość panuje w dzielnicy o zabudowie niskiej, a parność o zabudowie wysokiej,
- tereny zielone, skwer w Rynku oraz dzielnice willowe działają łagodząco na kontrasty klimatyczne – w czasie upałów stanowią wyspę komfortu. Tereny zielone w mieście, na skutek większej suchości powietrza wykazują w godzinach popołudniowych mniejszą parność niż kompleks leśny,

– wpływ topografii, a szczególnie forma dolinna nie zacierają się przez wpływ miasta. Dolina rzeczna reaguje całkiem niezależnie, w przypadku Makowa – z małym pokryciem roślinności – jest miejscem dużych kontrastów w warunkach odczucia.

Badania Zakładu Klimatologii UW były przeprowadzone także w **Sierpcu** – w centrum miasta i za miastem. Pomiary były prowadzone w miesiącach letnich w latach 1974 i 1975 w okresie letnim: w dniach 21-28 lipca 1974 r. i 18 lipca-14 sierpnia 1975 r. Założono 3 punkty pomiarowe: dwa w obrębie miasta, jeden poza nim (po zachodniej stronie miasta), rys. 3. Wykonywano obserwacje podstawowych elementów klimatologicznych w 10 terminach w ciągu dnia: 6⁰⁰, 7⁰⁰, 9⁰⁰, 11⁰⁰, 13⁰⁰, 15⁰⁰, 17⁰⁰, 18⁰⁰, 19⁰⁰ i 21⁰⁰.

Punkt reprezentujący warunki podmiejskie położony był w odległości ok. 13 km w polu po zachodniej stronie miasta (w polu nad jeziorem, w otoczeniu były grunty orne). Zainstalowano tu klatkę średnią na wysokości 1,5 m, w której umieszczono termohigrograf i psychrometr Augusta. Ponadto wykonywano pomiary: psychrometrem Assmanna na poziomach 0,25 i 1,5 m, kierunki i prędkości wiatru (anemometrem Robinsona) na wysokości 1,5 m oraz pomiary ochładzania katatermometrem.

W punkcie bazowym w dużej klatce na wysokości 2,0 m znajdowały się: termohigrograf, psychrometr Augusta, higrometr włosowy i ewaporometr Piche'a. Podobnie jak za miastem, wykonywano tu także pomiary psychrometrem Assmanna na poziomach 0,25, 1,5 i 2,0 m, prędkości wiatru, ochładzania oraz obserwacje zachmurzenia, stanu gruntu i zjawisk. Dzięki samopisom możliwe było obliczenie średnich rzeczywistych (z 24 godzin) temperatury i wilgotności.



Rys. 3. Plan Sierpca z rozmieszczeniem punktów pomiarowych (1:15 000)

Celem badań w pracy **Danuty Danielak** pt. *Zróźnicowanie warunków termiczno-wilgotnościowych w Sierpcu* (1976) było określenie cech klimatu miejskiego na przy-

kładzie innego niewielkiego miasta Sierpca, położonego w południowo-zachodniej części makroregionu Niziny Północnomazowieckiej.

Wpływ miasta najwyraźniej zaznaczył się w przebiegu temperatury powietrza np.:

- największe średnie wartości temperatury na stacjach miejskich w czasie upalnych dni pogody wyżowe,
- zmniejszenie średniej dobowej amplitudy temperatury powietrza,
- podwyższenie temperatury maksymalnej w mieście, podwyższenie temperatury minimalnej w mieście,
- opóźnienie wystąpienia wartości maksymalnej temperatury, opóźnienie wystąpienia wartości minimalnej temperatury,
- w mieście największe poziome gradienty wystąpiły na granicy wysokiej zabudowy z terenem pozamiejskim,
- zmniejszenie częstości występowania przygruntowej inwersji temperatury.

Stwierdzono, że prędkość wiatru (v) i zachmurzenie (N) są głównymi elementami meteorologicznymi decydującymi o różnicach temperatury (ΔT) w mieście. Potwierdziły to równania regresji $\Delta T = -1,006v + 0,312N + 0,675$ i obliczone wartości współczynnika korelacji wielokrotnej.

Celem pracy **Moniki Żyromskiej-Starzyk** pt. *Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Sierpca w miesiącach letnich* (1977) było zbadanie, czy miasto (ok. 13-14 tys. mieszkańców) wywiera duży wpływ na zróżnicowanie warunków odczuwalnych i jakie jest zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie miasta w zależności od typu zabudowy oraz w stosunku do obszarów pozamiejskich.

W analizie bioklimatu Sierpca i jego okolic wzięto pod uwagę: godziny gorące i upalne, godziny parne oraz warunki odczucia ciepła wyznaczone z zastosowaniem następujących wskaźników bioklimatycznych: wilgotność względna, niedosyt fizjologiczny, temperatura ekwiwalentna, temperatura efektywna i ochładzanie.

Przestrzenne zróżnicowanie wyników bioklimatycznych nasuwa uwagi np.:

- najcieplejszy obszar występuje w pobliżu kilkupiętrowej zwartej zabudowy. W takim rejonie następował najszybszy wzrost temperatury (gdy przy poczcie występowało już przegrzanie (temp. efektywna) lub warunki lekko parne (temp. ekwiwalentna) to na pozostałym obszarze panował jeszcze komfort,
- nieco chłodniej było wśród niskiej luźnej zabudowy, najchłodniej było w parku oraz na terenie położonym na wschód od miasta,
- największa wilgotność występowała w parku oraz na wschód od miasta,
- najbardziej suchy teren znajdował się w sąsiedztwie kilkupiętrowej zwartej zabudowy.

Badania wykazały również zróżnicowanie warunków bioklimatycznych miasta w stosunku do obszaru pozamiejskiego. Ogólnie można stwierdzić, że za miastem była niższa temperatura, wyższa wilgotność oraz większe ochładzanie katatermometryczne.

Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Doliny Dolnej Narwi na szczególną uwagę zasługują 2 prace magisterskie:

- Petelczyc A., 2007, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego*,
- Musiał J., 2008, *Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Narwiańskiego Parku Narodowego*.

W pracy **Agnieszki Petelczyc** zbadano wpływ rzeźby, charakteru pokrywy glebowej i roślinności na lokalne warunki termiczno-wilgotnościowe Narwiańskiego Parku Narodowego, a także wyznaczono na jego obszarze jednostki klimatyczne i utworzono mapy topoklimatyczne. Położenie parku w dolinie rzecznej, a także szczegółowa analiza klimatyczna sprawiają, iż uzyskane w pracy wnioski trudno jest uogólniać. Przeprowadzone na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego pomiary marszrutowe potwierdziły opisywane przez wielu autorów zależności między charakterem podłoża a lokalnymi warunkami klimatu. Z analizy otrzymanych wyników wynikają istotne wnioski:

- wysoczyzny w ciągu doby charakteryzują się wyższą o około 1°C temperaturą i mniejszą o około 10% wilgotnością względną powietrza niż dno doliny,
- łąki świeże są cieplejsze niż tereny położone nad rzeką: w dzień o 1,5°C, a w nocy o 0,5°C, a wilgotność w stosunku do dna doliny jest mniejsza lub większa ($\pm 5\%$),
- szuwały przez całą dobę cechują się zarówno podwyższoną, w porównaniu z pozostałymi obszarami, temperaturą powietrza, jak i wyższą wilgotnością względną.

W dzień głównym czynnikiem różnicującym temperaturę i wilgotność powietrza jest roślinność, której wysokość i gęstość decyduje o stopniu osłabienia dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni gruntu. W nocy natomiast różnice warunków klimatycznych powstają na skutek specyficznych dla danego podłoża właściwości fizycznych, szczególnie pojemności i przewodnictwa cieplnego i uwilgotnienia gleby.

Celem opracowania **Jana Musiała** jest stworzenie syntetycznej mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego wraz z otuliną z wykorzystaniem zaawansowanych technik GIS. Wybrano ten teren z uwagi na brak tego rodzaju studium w szerokiej gamie monografii sporządzonych na temat Parku. Kolejnym ważnym czynnikiem przemawiającym za wyborem tego miejsca była możliwość pozyskania danych cyfrowych od Dyrekcji Narwiańskiego Parku Narodowego.

Na podstawie ortofotomapy skorygowanej ze zdjęciem satelitarnym (ze str. www.zumi.pl) zdigitalizowane zostało użytkowanie ziemi na obszarze Narwiańskiego Parku Narodowego i otuliny w podziale na następujące klasy: pola uprawne, łąki (nieużytki), roślinność szuwarowa, lasy (zadrzewienia), wody, zabudowa, polany leśne. Zasadność zaproponowanych wydzieleni jednostek pokrycia terenu opiera się na ich odrębnym oddziaływaniu na strukturę udziału poszczególnych strumieni energii w całkowitym bilansie cieplnym powierzchni czynnej.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	-3,8	-4,4	-0,5	6,7	12,1	16,9	17,6	18,7	12,5	7,6	2,3	-1,5	6,9
Myszyniec	-3,7	-4,9	-1,3	6,4	11,7	16,4	17,3	16,5	12,4	7,5	1,7	-1,4	6,5
Ostrołęka	-3,5	-4,2	-0,5	7,1	12,7	17,0	16,0	16,9	12,7	7,7	2,6	-1,0	7,1
Poświętne	-3,2	-3,7	0,1	7,3	12,3	16,8	17,9	17,1	12,9	7,5	2,8	-0,8	7,2
Przasnysz	-3,4	-4,1	-0,3	7,0	12,2	16,5	17,7	16,9	12,8	7,7	2,5	-1,5	7,0
Pułtusk	-3,1	-3,7	0,1	7,5	12,8	17,3	18,4	17,4	15,1	6,0	3,0	-0,8	7,5

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	-1,0	-0,0	3,6	12,2	17,7	22,5	23,4	22,5	18,6	12,4	4,8	0,8	11,4
Myszyniec	-1,3	-1,5	2,6	11,6	17,4	21,9	23,0	22,2	18,2	12,1	4,4	0,7	11,0
Ostrołęka	-1,0	-1,0	3,7	12,2	17,8	22,7	23,7	22,7	18,7	12,3	4,9	0,9	11,5
Poświętne	-0,8	-0,9	3,8	12,3	17,6	22,4	23,4	22,7	18,8	12,6	4,5	1,1	11,5
Przasnysz	-1,3	-1,3	3,2	11,7	17,3	22,1	23,1	22,4	19,0	12,1	4,7	0,8	11,1
Pułtusk	-0,5	-0,7	4,2	12,7	18,1	22,9	23,9	23,9	19,2	12,0	5,5	1,3	11,8

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	-6,8	-7,9	-4,3	1,8	6,2	10,6	11,9	11,4	7,6	3,2	-0,3	-4,1	2,4
Myszyniec	-6,9	-8,6	-5,1	1,4	5,4	9,7	10,8	10,8	7,1	3,2	-0,4	-4,1	2,0
Ostrołęka	-6,6	-7,8	-4,4	2,2	6,1	10,7	11,6	11,6	7,9	3,6	0,3	-3,5	2,7
Poświętne	-6,1	-7,2	-3,6	2,5	6,6	10,7	11,6	11,6	8,2	3,9	0,2	-3,3	2,9
Przasnysz	-0,3	-7,6	-3,5	2,8	6,5	10,7	11,5	11,5	7,2	3,5	0,1	-5,7	2,8
Pułtusk	-5,9	-7,3	-3,6	2,6	7,2	11,4	12,2	12,2	8,2	3,8	0,3	-3,3	3,2

Tabela 4. Absolutnie najwyższe maksima i minima temperatury (°C) (1951-1960)

	max		min	
Mława	36,8	11 VII 1959	-28,6	1 II 1956
Ostrołęka	35,9	13 VII 1959	-30,2	31 I 1956
Poświętne	36,1	13 VII 1959	-26,5	31 I 1956
Przasnysz	35,3	11 VII 1959	-28,7	31 I 1956
Pułtusk	35,8	13 VII 1959	-28,1	31 I 1956

Tabela 5. Okres występowania przymrozków na wysokości 2 m n.p.g. (1951-1960)

	wiosenne	jesienne	okres bezprzymrozkowy
Mława	9 V	4 X	147
Ostrołęka	8 V	2 X	146
Poświętne	5 V	10 X	157

Tabela 6. Liczba dni z temperaturą maksymalną < 0°C (1951-1960)

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Mława	0,1	2,6	2,0	13,4	11,7	6,8	-	36,6
Ostrołęka	0,1	3,2	8,4	12,4	11,7	7,4	0,1	43,3
Poświętne	0,1	2,7	7,9	12,2	11,9	7,6	-	42,4

Tabela 7. Termiczne pory roku i okres ich występowania

	Zima			Wiosna			Lato			Jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Mława	10 XII	16 III	97	9 IV	2 IV	55	3 VI	26 VIII	85	27 VIII	28 X	63
Myszyniec	9 XII	17 III	99	10 IV	10 IV	59	8 VI	27 VIII	81	28 VIII	28 X	62
Ostrołęka	13 XII	16 III	94	8 IV	8 IV	55	2 VI	28 VIII	88	29 VIII	29 X	62
Poświętne	17 XII	15 III	89	7 IV	7 IV	55	3 VI	31 VIII	90	1 IX	31 X	61
Przasnysz	12 XII	15 III	94	8 IV	8 IV	57	4 VI	29 VIII	87	30 VIII	29 X	61
Pułtusk	17 XII	13 III	87	5 IV	5 IV	55	30 V	1 IX	95	2 IX	1 XI	61

Tabela 8. Liczba dni z temperaturą maksymalną >25°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Mława	0,7	2,1	9,3	10,3	8,2	3,1	33,7
Myszyniec	0,5	1,8	7,9	9,0	6,5	2,2	27,9
Ostrołęka	0,6	2,4	9,3	10,8	9,0	3,8	35,9
Poświętne	0,5	2,4	8,3	10,4	8,5	3,3	33,4
Przasnysz	0,6	2,1	7,7	9,0	8,5	2,9	30,8
Pułtusk	0,7	3,2	9,1	11,6	9,6	4,3	38,5

Tabela 9. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 30°C

	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Mława	0,3	1,2	2,2	1,7	0,8	6,2
Ostrołęka	0,1	0,7	2,7	1,4	0,6	5,5
Poświętne	0,3	0,8	2,0	1,5	0,5	5,1

Tabela 10. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna powietrza (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	87	85	79	75	71	70	75	78	81	85	88	89	80
Myszyniec	88	86	78	75	67	71	74	76	80	85	89	91	80
Ostrołęka	86	85	78	74	71	70	74	78	80	84	88	88	80
Poświętne	87	85	81	74	71	71	75	77	79	83	88	89	80
Przasnysz	87	85	79	73	70	70	76	77	80	84	87	90	80
Pułtusk	85	85	80	74	68	70	73	75	78	81	86	87	78

Tabela 11. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa), *(1951-1960)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	0,6	0,6	1,4	3,1	4,9	6,8	6,2	5,2	3,7	1,9	0,8	0,6	3,0
Myszyniec	0,6	0,6	1,5	2,9	5,4	5,7	5,8	5,3	3,6	1,9	0,8	0,5	2,8
Ostrołęka	0,7	0,7	1,5	3,4	5,0	6,9	6,2	5,5	3,9	2,1	0,9	0,7	3,1
Poświętne	0,7	0,7	1,0	3,6	4,9	6,6	6,3	5,6	3,9	2,1	0,9	0,7	3,1
Przasnysz*	0,6	0,5	1,0	2,5	3,8	5,2	5,7	5,9	3,7	1,8	0,9	0,7	2,7
Pułtusk*	0,8	0,9	0,9	3,6	5,7	7,0	7,0	6,1	4,2	2,4	1,6	0,8	3,4

Tabela 12. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie, *(1951-1960)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	7,7	7,4	6,2	6,2	6,2	6,0	6,3	6,3	5,4	6,5	8,4	8,0	6,7
Myszyniec	7,5	6,8	5,3	5,4	5,2	5,1	5,3	5,3	4,7	6,0	7,9	7,8	6,0
Ostrołęka	7,6	7,4	6,0	6,1	6,2	5,7	6,0	6,0	5,3	6,4	8,2	8,0	6,6
Poświętne	7,2	7,0	5,6	5,5	5,7	4,7	5,3	5,3	4,7	5,6	7,8	7,8	6,0
Przasnysz*	8,4	8,5	7,2	7,1	6,6	6,2	6,7	6,7	6,5	7,5	8,8	8,5	7,4
Pułtusk	7,6	7,3	6,0	5,6	5,6	5,2	5,6	5,6	4,9	6,1	8,1	7,9	6,3

Tabela 13. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	1,4	2,0	4,7	3,9	3,2	2,7	2,5	2,4	5,2	3,1	1,1	1,9	34,1
Myszyniec	2,2	2,9	8,1	6,3	6,7	5,2	5,2	4,9	7,5	4,8	2,2	2,5	58,4
Ostrołęka	1,9	1,9	5,1	4,3	2,9	3,7	3,1	2,9	5,7	3,1	0,9	1,9	37,3
Poświętne	2,4	2,5	7,0	5,7	4,9	5,0	5,3	4,9	7,1	5,5	1,9	1,8	54,0
Pułtusk	1,7	14,5	10,1	7,8	7,3	5,3	6,2	8,1	5,1	10,4	18,0	18,3	127,8

Tabela 14. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	17,5	14,9	11,8	9,7	9,7	7,8	9,8	8,5	7,3	10,1	21,1	20,3	148,4
Myszyniec	15,7	12,8	9,3	8,5	8,1	5,1	6,5	6,4	5,4	10,5	19,5	19,5	127,5
Ostrołęka	17,5	14,8	11,5	10,1	10,0	7,4	7,9	7,1	6,5	10,7	18,5	20,6	142,6
Poświętne	15,5	13,4	9,9	7,6	7,8	4,9	5,9	5,9	4,9	8,7	17,1	18,1	119,7
Pułtusk	16,7	14,5	10,1	7,8	7,3	5,3	6,2	8,1	5,1	10,4	18,0	18,3	127,8

Tabela 15. Miesięczne i roczne sumy opadu (mm)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	37	36	24	34	42	62	88	72	49	27	44	46	561
Myszyniec	30	35	21	40	50	68	87	89	48	35	45	43	592
Ostrołęka	29	32	22	42	44	60	72	73	45	33	44	40	536
Poświętne	23	31	22	35	46	56	86	53	45	25	37	36	495
Przasnysz	25	25	16	29	39	51	62	60	40	25	33	32	436
Pułtusk	31	32	22	26	53	63	75	54	41	27	39	40	503

Tabela 16. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	9,6	8,7	6,2	8,9	8,3	9,1	10,9	9,5	8,8	5,9	10,1	9,8	105,8
Myszyniec	7,5	8,6	5,6	8,4	9,6	8,6	10,2	9,6	8,4	6,5	8,7	9,9	101,7
Ostrołęka	8,3	8,6	5,7	7,9	9,0	8,3	10,6	9,9	6,9	3,5	9,7	8,9	99,3
Poświętne	6,7	7,3	5,5	7,5	7,9	8,1	10,9	8,6	7,1	5,6	9,1	8,9	93,2
Przasnysz	6,0	6,4	4,0	6,7	7,5	7,3	9,5	7,7	6,8	5,1	7,4	7,7	82,1
Pułtusk	5,1	5,9	4,8	4,7	6,5	6,1	7,9	6,5	5,1	3,7	5,9	7,4	69,6

Tabela 17. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	0,3	0,5	0,3	0,5	0,8	1,7	3,1	2,4	1,2	0,5	0,6	0,7	12,6
Myszyniec	0,1	0,4	0,3	0,9	1,4	2,1	2,4	2,7	0,9	0,9	0,6	0,9	13,6
Ostrołęka	0,1	0,3	0,1	1,0	1,0	2,1	1,9	1,9	1,1	0,9	1,0	0,6	12,0
Poświętne	0,1	0,3	0,3	0,7	1,2	2,0	2,9	1,5	1,3	0,5	0,3	0,5	11,6
Przasnysz	0,2	0,3	0,3	0,5	0,8	1,6	1,9	1,7	0,9	0,3	0,5	0,7	9,7
Pułtusk	0,3	0,3	0,3	0,5	1,2	2,1	2,0	1,4	1,0	0,5	0,7	0,6	10,9

Tabela 18. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	26,7	23,9	17,1	1,3	-	-	-	-	-	-	3,9	17,2	90,0
Myszyniec	21,6	22,1	17,3	1,7	-	-	-	-	-	-	3,5	12,5	78,8
Ostrołęka	25,1	22,7	15,6	1,7	-	-	-	-	-	-	3,6	15,8	84,5
Poświętne	19,5	18,4	9,7	0,5	-	-	-	-	-	-	2,4	12,5	63,0
Przasnysz	20,9	20,0	12,3	0,7	-	-	-	-	-	-	3,0	12,1	69,0
Pułtusk	24,2	21,7	11,9	0,7	-	-	-	-	-	-	2,3	14,0	74,8

Tabela 19. Częstość występowania wiatru – Mława

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,5	5,1	6,1	13,6	15,6	14,8	12,0	7,1	5,2	2,9	5,0	3,4	7,9
NE	7,2	8,4	10,7	8,3	10,4	10,3	8,6	6,4	5,0	6,8	5,2	4,7	7,7
E	8,2	13,8	20,4	12,8	14,1	10,8	9,2	11,9	8,7	13,5	15,3	11,8	12,6
SE	12,1	12,4	17,6	12,6	7,2	9,1	6,3	6,4	7,3	8,7	20,9	14,4	11,1
S	14,2	9,5	6,4	10,3	7,3	7,7	7,0	5,7	6,3	8,9	10,6	16,9	9,2
SW	26,0	16,8	9,8	11,5	8,9	10,6	15,8	17,8	17,6	16,7	14,4	21,9	15,6
W	15,9	15,8	13,2	12,1	14,0	12,7	1,7	16,1	18,2	14,5	12,3	14,8	14,7
NW	6,1	8,1	8,7	10,0	15,0	15,4	13,2	11,6	9,7	7,4	4,9	4,1	9,6
C	6,8	10,1	7,1	8,8	7,5	8,6	10,2	17,0	22,0	20,6	11,4	8,9	11,6

Tabela 20. Częstość występowania kierunków wiatru – Ostrołęka

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,9	7,4	8,5	12,9	16,3	14,1	9,4	7,0	7,7	3,5	5,4	4,6	8,6
NE	8,8	13,1	12,7	9,8	12,6	10,6	12,0	7,5	6,7	7,7	7,4	4,7	9,4
E	7,6	8,6	17,2	8,9	8,3	9,3	6,6	8,0	5,5	10,7	12,5	11,6	9,6
SE	12,4	13,8	15,4	16,0	8,2	9,9	7,0	8,5	9,8	10,6	20,9	16,4	12,5
S	12,9	8,8	6,4	6,6	5,3	4,5	6,7	7,3	7,9	10,2	9,5	16,1	8,5
SW	24,4	13,5	10,8	10,6	7,2	8,4	12,8	13,8	15,7	18,1	16,0	20,4	14,0
W	13,1	13,0	8,9	8,5	10,8	9,2	11,9	11,1	13,3	10,6	8,7	12,2	10,9
NW	7,1	8,7	9,3	11,8	14,9	10,9	10,5	10,2	8,6	6,6	5,6	4,1	9,2
C	7,8	13,1	10,8	14,9	16,4	23,1	23,1	26,6	25,4	22,0	14,0	9,9	17,3

Tabela 21. Częstość występowania kierunków wiatru – Pułtusk

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	8,7	10,6	11,4	14,1	17,2	15,3	12,2	9,9	5,9	5,3	6,5	3,4	10,0
NE	5,3	7,8	11,0	7,1	9,5	6,6	5,3	5,7	2,3	5,4	5,0	4,8	6,3
E	2,6	3,3	8,2	6,0	4,6	2,3	3,4	3,1	3,1	5,0	8,3	6,9	4,7
SE	8,2	8,7	15,9	9,0	6,1	4,3	3,8	3,0	5,4	4,4	20,4	10,0	8,3
S	10,5	6,7	3,1	6,8	2,6	5,7	4,7	3,4	4,9	6,2	6,2	7,7	5,8
SW	22,1	12,8	8,0	7,3	7,5	7,3	10,7	13,4	10,9	16,7	12,9	26,4	13,1
W	19,8	17,6	12,4	11,3	14,4	12,5	17,0	17,0	17,8	17,8	13,6	15,8	13,5
NW	11,7	14,9	13,9	17,9	20,9	20,9	24,8	18,9	21,6	12,9	8,0	9,0	16,5
C	11,1	17,6	16,1	19,9	17,2	22,1	18,1	25,6	28,1	26,3	19,1	16,0	19,8

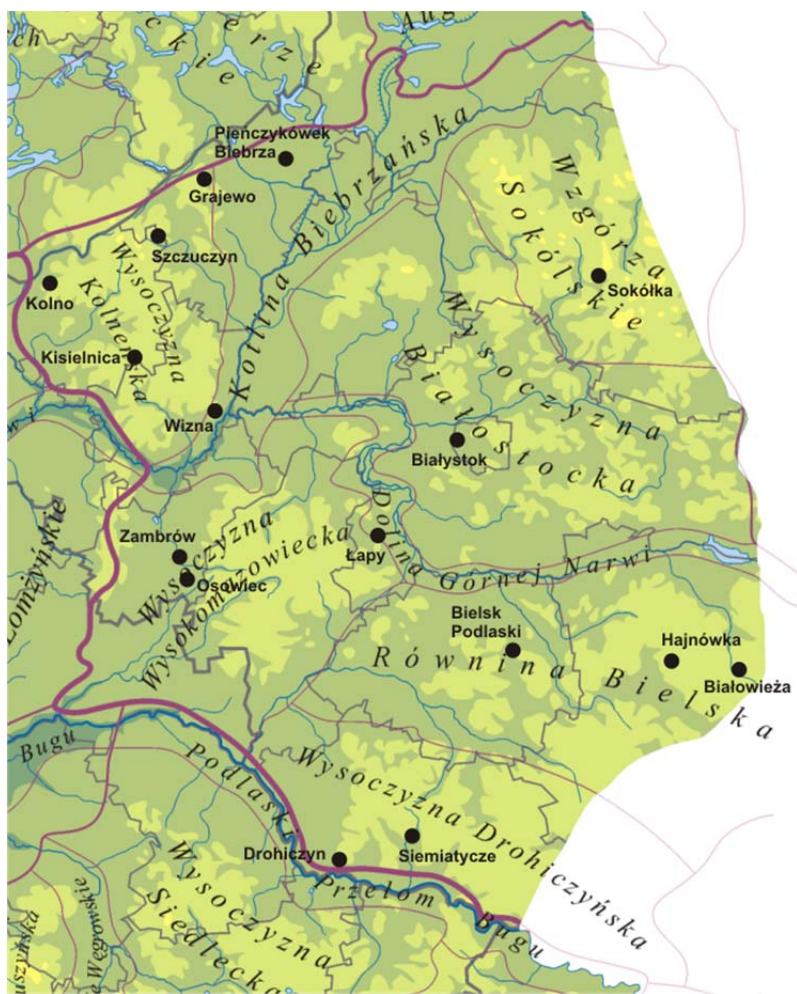
Tabela 22. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Mława	3,1	3,1	3,3	2,9	3,0	2,7	2,6	2,4	2,4	2,3	2,9	2,9	2,8
Myszyniec	3,1	2,9	2,7	2,6	2,3	2,2	2,3	2,3	2,5	2,6	2,9	2,9	2,6
Ostrołęka	3,4	3,2	3,2	2,9	2,6	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	3,0	3,2	2,7
Poświętne	5,0	4,7	4,5	3,9	3,8	3,5	3,3	3,3	3,6	3,2	3,8	4,1	3,9
Przasnysz	2,8	2,6	2,5	2,2	2,2	2,0	2,1	2,1	2,3	2,1	2,6	2,4	2,3
Pułtusk	3,9	3,8	3,9	3,6	3,1	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,8	3,6	3,4

3.8. Klimat mezoregionów Niziny Północnopodlaskiej (833.1)

Nizina Północnopodlaska zaliczana jest do Podprowincji Równiny Podlasko-Białoruskie. Makroregion ten od wschodu znajdują się poza granicami Polski, na południu graniczy z Niziną Południowopodlaską, na zachodzie z Niziną Północnomazowiecką a na północy z Pojezierzem Mazurskim i Litewskim.

Makroregion ten dzieli się na 8 mezoregionów: 833.11 Wysoczyzna Kolneńska, 833.12 Kotlina Biebrzańska, 833.13 Wysoczyzna Białostocka, 833.14 Wzgórze Sokólskie, 833.15 Wysoczyzna Wysokomazowiecka, 833.16 Dolina Górnej Narwi, 833.17 Równina Bielska i 833.18 Wysoczyzna Drohiczyńska (rys. 1).



Rys. 1. Mezoregiony Niziny Północnopodlaskiej

Północną część badanego obszaru stanowi Kotlina Biebrzańska (105-140 m n.p.m.), rozległe zabagnione obniżenie o kierunku SW na NE w dolinie Biebrzy i jej dopływów. (Obecna forma Kotliny Biebrzańskiej powstała w czasie zlodowacenia środkowopolskiego). Są to naturalne tereny łąkowe na kilkumetrowej warstwie torfu.

Na południowy wschód teren podnosi się przechodząc w falistą, miejscami pagórkowatą Wysoczyznę Białostocką zbudowaną z gliny zwałowej (zlodowacenie środkowopolskie) o średnim wzniesieniu 150-200 m n.p.m., a w okolicach Sokółki do 240 m n.p.m. – Wzgórza Sokólskie. Również wyraźne formy posiada Wysoczyzna Kolneńska, jednakże piętno krajobrazowi nadały procesy denudacji peryglacjalnej, których efektem są szerokie doliny o łagodnych zboczach, mała ilość zagłębień bezodpływowych, brak jezior, różne formy ostańców oraz pokrywa zwietrzelinowa na utworach lodowcowych, często o charakterze pylastym.

Poszczególne wysoczyzny są oddzielone od siebie dolinami rzecznyymi, z których największymi są: dolnej Biebrzy, Narwi i Supraśli. Doliny te są w znacznej części zabagnione.

Na Nizinie Północnopodlaskiej występują dość znaczne obszary leśne. Do największych z nich należą Puszcza Knyszyńska i Białowieska. Oprócz puszczy charakter pierwotny (roślinności) zachowały również rozległe obszary bagienne, występujące głównie w dorzeczu Narwi i Biebrzy, jak np. bagna Wizna, Ławki i Kuwasy.

Charakterystykę klimatu Niziny Północnopodlaskiej oparto na stacjach meteorologicznych rozmieszczonych nierównomiernie. Najwięcej stacji ma Wysoczyzna Kolneńska – 3 (Kolno, Kisielnica, Szczuczyn), Kotlina Biebrzańska – 2 (Pińczykówka Biebrza, Osowiec) i Równina Bielska – 2 (Białowieża, Bielsk Podlaski). Trzy mezoregiony mają po 1 punkcie obserwacyjnym: Wysoczyzna Białostocka (Białystok), Wzgórza Sokolnickie (Sokółka) i Wysoczyzna Drohicka (Siemiatycze). Natomiast 2 mezoregiony nie posiadają ich wcale. Są to Wysoczyzna Wysokomazowiecka i Dolina Górnej Narwi.

W makroregionie tym istnieją bardziej korzystne warunki klimatyczne niż na Pojezierzu Litewskim i Mazurskim, natomiast mniej korzystne w porównaniu z Niziną Środkowomazowiecką i Niziną Południowopodlaską czy też Północnomazowiecką leżącą w tych samych szerokościach geograficznych, co się uwidoczni głównie w miesiącach zimowych.

Analizując izotermę we wszystkich miesiącach i w roku, stwierdza się, że najchłodniej jest na północnym wschodzie a najcieplej na południowym zachodzie badanego makroregionu, co widać najlepiej na przykładzie miesięcy charakterystycznych. W lutym dobowe temperatury wahają się od $-6,0^{\circ}\text{C}$ do $-4,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 1), maksymalne od $-1,0$ do $2,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 2) a minimalne od $-9,0$ do $-8,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 3).

W badanym makroregionie lipiec charakteryzuje się mniejszą rozpiętością temperatur niż luty: średnie od $17,0$ do $18,0^{\circ}\text{C}$, maksymalne od $23,0$ do $24,0^{\circ}\text{C}$ i minimalne od $11,0$ do $12,0^{\circ}\text{C}$.

Stosunkowo duże kontrasty występują również na tym profilu w wartościach temperatur skrajnych: min od $-28,0$ do $-35,0^{\circ}\text{C}$, max od $34,0$ do $40,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 4), a ich roczne amplitudy kształtują się w pobliżu $70,0^{\circ}\text{C}$.

Należy zwrócić uwagę, że w północno-wschodniej części makroregionu z pozostałych charakterystyk termicznych największe jest prawdopodobieństwo występowania dni mroźnych (od 40 do 60 dni w roku, tab. 5) i bardzo mroźnych (od 20 do 28 dni w roku, tab. 6), dłuższej zimy (od 90 do 115) i krócej trwającego lata (od 80 do 90 dni,

tab. 7), dłuższego okresu przymrozkowego (od 130 do 160 dni w roku, tab. 8). Najmniejsze jest prawdopodobieństwo występowania dni gorących (od 26 do 37 dni w roku, tab. 9) i upalnych (od 3 do 5 dni w roku, tab. 10).

Pod względem wilgotności i zachmurzenia badany makroregion można podzielić znów na dwie części; północnowschodnią wilgotniejszą i bardziej zachmurzoną i południowowschodnią suchszą i bardziej pogodną.

Zróżnicowanie wilgotności powietrza na tym profilu uwidacznia się jednakowym stopniu w wartościach wilgotności względnej od 70% do 90% w Siemiatyczach i od 73% do 93% w Sokółce (tab. 11) i niedosycie wilgotności powietrza (odpowiednio od 0,4 do 0,5 hPa w miesiącach zimowych i 5,9 do 7,0 hPa w czerwcu (tab. 12).

Rozpatrując zachmurzenie średnie dobowe (od 5,0 w czerwcu do 8,0 w listopadzie i grudniu, tab. 13) liczbą dni pogodnych (od 25 do 54 w roku, tab. 14) i liczbą dni pochmurnych (od 138 do 166 w roku, tab. 15), stwierdza się, że zdecydowanie większe zachmurzenie występuje zimą na północnym wschodzie, co znajduje swój wyraz w stosunkowo małej liczbie dni pogodnych i dużej liczbie dni pochmurnych. Wiosna cechuje się największą liczbą dni pogodnych, natomiast liczba dni pochmurnych spada najwydatniej latem na korzyść dni chmurnych, tak charakterystycznych dla okresów o przewadze zachmurzenia konwekcyjnego.

Średnie roczne sumy opadu nie wykazują zasadniczo odstępstwa od opisywanej prawidłowości w rozkładzie przestrzennym termiczno-wilgotnościowym, oscylując wokół wartości 550 mm (tab. 16).

Ta przeciętna wartość kształtuje się poniżej normy dla Pojezierza Mazurskiego i Litewskiego, a powyżej przeciętnej dla Niziny Środkowomazowieckiej i Północnomazowieckiej. Najniższe sumy wystąpiły lokalnie w Kisielnicy (538 mm) i najwyższe w Bielsku Podlaskim (578). Podobnie jak w pozostałych makroregionach na sumę roczną największy wpływ mają opady letnie, a najmniejszy – wiosenne. Liczba dni z opadem o różnych klasach kształtuje się odpowiednio do wysokości, wahając się w sumach rocznych ok. 160 dni przy opadzie $>0,1$ od 84 do 106 dni przy opadzie $>1,0$ (tab. 17) i od 11 do 14 dni przy opadzie $>10,0$ mm (tab. 18).

Pokrywa śnieżna (tab. 19) obserwowana jest w ciągu roku średnio 80 do 100 dni. Szata śnieżna ustala się przeciętnie pod koniec listopada, a zanika na przełomie marca i kwietnia. Sporadycznie pokrywa śnieżna obserwowana była w październiku – raz na 15-lecie. Najdłużej okres jej zalegania przypada na Sokółkę.

Dni z burzą jest przeciętnie około 15 na rok: mniejszą ich liczbą (<15) wyróżnia się zachodnia a większą wschodnią część (średnia 21 dni w Sokółce).

Częstość kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach i w roku dla 5 stacji zestawiono w tab. 20-22. Podobnie jak w pozostałych makroregionach zaznacza się tu przewaga wiatrów z kierunku zachodniego – W (Sokółka, Białystok) i południowozachodniego – SW (Białowieża). Największe różnice między stacjami widać w rozkładzie cisz, które wahają się od 1,5% w Sokółce do 17,7% w Białowieży. Rozkład kierunków wiatru w porach roku wykazuje poznaną już prawidłowość. Najczęstszymi kierunkami na wszystkich stacjach są SW i W, które najrzadziej występują wiosną, kiedy dość często notuje się SW ($>20\%$).

Latem zarysowuje się wyraźniejsza przewaga wiatrów ze składową W (SW, W, NW) o wartościach $>15\%$. Większymi wartościami ($>20\%$) wyróżnia się w Sokółce.

Jesień pod względem częstości kierunków wiatru jest bardzo podobna do zimy dając najwięcej wiatrów z SW i W.

Z powyższej analizy wynika, że na rozkład kierunków wiatru nie wywiera zasadniczego wpływa charakter podłoża. Z tabeli ilustrującej rozkład średniej prędkości wiatru (tab. 23) wynika, że stacją o największej prędkości wiatru jest Sokółka. Prawie o połowę mniejsze prędkości wiatru spotykane są na stacji w Siemiatyczach.

Powiązanie prędkości wiatru z jego kierunkiem wykazało, że największymi prędkościami odznacza się kierunek SW, zwłaszcza zimą.

Wiosną większe prędkości wiatru ma kierunek SE. Z kolei najmniejsze prędkości występują przy kierunkach NW, N, NE w lecie.

Analiza różnych parametrów meteorologicznych pod kątem widzenia zróżnicowania przestrzennego wykazała, że badany makroregion wykazuje stosunkowo duże zróżnicowanie warunków klimatycznych między poszczególnymi mezoregionami.

Jako obszar o odmiennych warunkach klimatycznych wyróżnia się w pierwszym rzędzie mezoregion Wzgórza Sokólskie, z uwagi na swoje położenie – na północnym wschodzie, najbardziej urozmaiconą rzeźbę terenu i największe wysokości względne. Na przykładzie Sokółki widać, że warunki klimatyczne są tu najbardziej niekorzystne o czym świadczą najniższe temperatury średnie, największe amplitudy roczne, największe prawdopodobieństwo występowania dni mroźnych i bardzo mroźnych, stosunkowo długi okres przymrozkowy i krótki wegetacyjny, podwyższona wilgotność powietrza i większe zachmurzenie, wyższe sumy opadów oraz największe prędkości wiatru i jednocześnie największa liczba dni z wiatrem silnym i najmniejsza liczba cisz.

W mezoregionie tym należy się spodziewać pewnego zróżnicowania warunków klimatu lokalnego w zależności od różnic w ekspozycji i nachylenia na stosunkowo niewielkich obszarach.

Do mezoregionów o niekorzystnych warunkach klimatycznych należy również Kotlina Biebrzańska. Treń dolin i obniżen w tych szerokościach geograficznych charakteryzują się niekorzystnymi warunkami termicznymi (inwersje temperatury), dużą wilgotnością powietrza, małą zawartością ozonu, dużą częstością występowania mgieł i przymrozków przygruntowych oraz przeciętnymi warunkami usłonecznienia. W grupie tych terenów najbardziej niekorzystne są zabagnione odcinki dolin gdzie intensywność i częstość występowania inwersji, jak też częstość występowania mgieł jest największa. Ponadto Kotlina Biebrzańska charakteryzuje się mniejszymi prędkościami wiatru, co widać najwyraźniej przy kierunkach z sektora zachodniego (SW, W i NW) oraz przy kierunku wschodnim E. Potwierdza to także duża liczba cisz.

Należy jeszcze uzupełnić, że mezoregiony tego typu oddziałują niekorzystnie na warunki klimatyczne pobliskich terenów, bowiem częste mgły tworzące się nad nimi rozprzestrzeniają się na tereny sąsiednie wyżej położone. W dniach występowania inwersji o dużym natężeniu mogą też zaznaczyć się w okolicy duże spadki temperatury powietrza.

Zjawisko takie obserwowano w czasie badań terenowych Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego.

Znacznie korzystniejsze warunki klimatyczne panują na Wysoczyźnie Kolneńskiej i Białostockiej oraz w Dolinie Górnej Narwi.

Mezoregionami o najlepszych warunkach klimatycznych są: Wysoczyzna Drohicza, Wysoczyzna Wysokomazowiecka i zachodnia część Równiny Bielskiej. Natomiast

wschodnia część Równiny Bielskiej charakteryzuje się odmiennymi warunkami klimatycznymi, co widać na przykładzie Białowieży, stacji położonej w Puszczy Białowiejskiej. Do podstawowych cech tej części mezoregionu zaliczamy: stosunkowo małe wahania temperatury (wyższe minima, niższe maksima temperatury powietrza) zwiększona wilgotność powietrza, względna zaciśność, zwiększona zawartość ozonu, małe wielkości ochładzania, wydłużony okres zalegania pokrywy śnieżnej, mały wzrost opadu itp. W stosunku do terenów sąsiednich – bezleśnych. Na podstawie literatury i własnych obserwacji wiemy, że większe kompleksy leśne wywierają korzystny wpływ na kształtowanie się poszczególnych elementów klimatologicznych również i na terenach sąsiednich. Ponadto kompleksy leśne odgrywają rolę pasów wiatrochronnych.

W mezoregionie Wysoczyzna Białostocka jako obszar o odmiennych warunkach klimatycznych wyróżnia się ośrodek miejski w Białymstoku. Na podstawie danych ze stacji miejskiej w Białymstoku widać, że występują tu wyższe temperatury średnie z czym związane jest mniejsze prawdopodobieństwo dni mroźnych i bardzo mroźnych, większe zaś – dni gorących i upalnych oraz dłuższy okres bezprzymrozkowy. Ponadto jest tu nieznacznie niższa wilgotność powietrza i nieco większe zachmurzenie niż na terenach sąsiednich. Powyższe stwierdzenia wskazują że Białystok modyfikuje częściowo klimat swojego otoczenia.

Badania eksperymentalne klimatu lokalnego Kotliny Biebrzańskiej i zbiorowisk leśnych w Puszczy Białowiejskiej oraz miasta Ciechanowiec

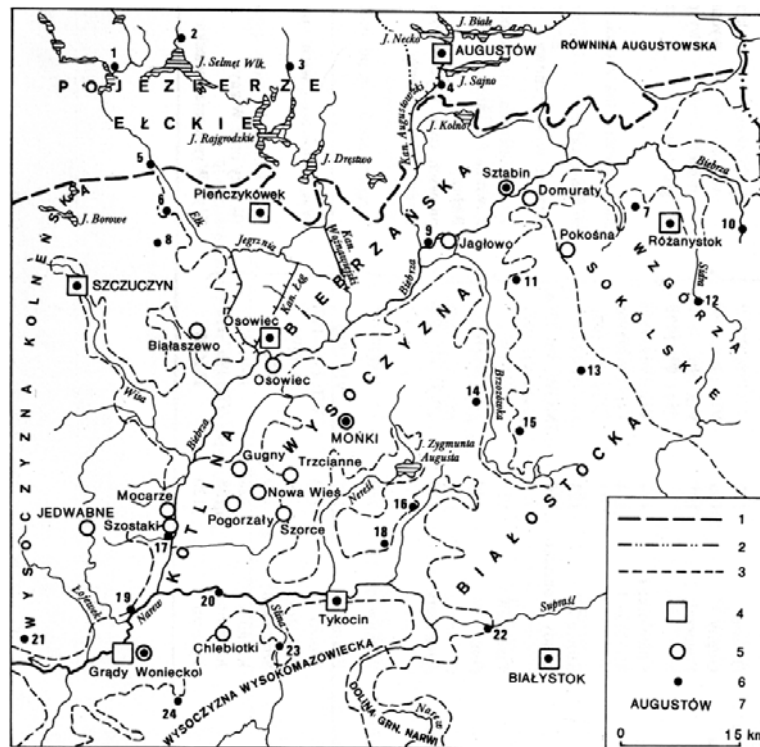
Najważniejsze wyniki badań dotyczące rozpoznania charakterystycznych i osobliwych cech klimatu lokalnego siedlisk bagiennych zamieszczono w pracy: Kossowska-Cezak U., Olszewski K., Przybylska G., 1991, *Klimat Kotliny Biebrzańskiej*, [w:] Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 372.

W publikacji tej przedstawione są wyniki analiz pomiarów prowadzonych w lipcu lat 1966-1971 i 1978 przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w różnych częściach Kotliny i jej otoczenia oraz analizy danych archiwalnych z sieci meteorologicznej z okresu 1951-1965 lub do niego wyrównanych w przypadku niepełnej serii.

Badania Zakładu Klimatologii objęły pomiary temperatury i wilgotności powietrza na wysokościach: 2, 1,5 i 0,25 m. Na wybranych stanowiskach mierzono ponadto wartości ekstremalne temperatury na wysokości 5 cm i temperatury gruntu na głębokości 30 cm. We wszystkich punktach obserwacyjnych (rys. 2, tab.1) prowadzono pomiary prędkości i kierunku wiatru, obserwacje wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur oraz zjawisk atmosferycznych. Pomiary i obserwacje były wykonywane od 3 do 24 razy w ciągu doby. Analiza uzyskanego materiału dotyczyła zarówno wartości średnich z okresów obserwacyjnych, jak i z pojedynczych dni o charakterystycznym typie pogody. Bliższe informacje o programie, metodach obserwacji i uzyskanych danych zawarte są w pracy U. Kossowskiej-Cezak i in. (1980).

Dane z państwowej sieci stacji obejmują zakres standardowych obserwacji meteorologicznych (klatka na wysokości 2 m) wykonywanych 3 razy dziennie w obowiązujących terminach. W pracy wykorzystano wartości średnie 15-letnie elementów meteorologicznych.

Rozkład punktów obserwacyjnych (rys. 2) zapewnił rozpoznanie cech mikroklimatycznych typowych dla Kotliny i jej otoczenia (torfowisko naturalne o różnym stopniu uwilgotnienia i pokrycia roślinnego i osuszone, strefa przyrzecza, wydmy, ostaniec morenowy, polany na różnym podłożu, stoki krawędzi doliny, wysoczyzny) oraz fragmentów Kotliny (profile przez wyróżniane baseny).



Rys. 2. Kotlina Biebrzańska

1 – granica podprovincji Pojezierza Wschodniobałtyckiego i Wysoczyzna Podlasko-Białoruskich, 2 – granica makroregionu Pojezierza Mazurskiego i Pojezierza Litewskiego, 3 – granice mezoregionów, **Posterunki:** 4 – klimatologiczne IMGW, 5 – klimatologiczne Zakładu Klimatologii, 6 – opadowe IMGW i 7 – miasta

Posterunki opadowe: 1 – Ełk, 2 – Lega, 3 – Borzymy, 4 – Białobrzegi, 5 – Prostki, 6 – Grajewo, 7 – Dąbrowa Białostocka, 8 – Wojewodzin, 9 – Dębowo, 10 – Nowy Dwór, 11 – Suchowola, 12 – Sidra, 13 – Janów, 14 – Kamionka, 15 – Popiołówka, 16 – Knyszyn, 17 – Burzyn, 18 – Krypno, 19 – Wizna, 20 – Strękowa Góra, 21 – Wiktorzyn, 22 – Fasty, 23 – Zawady, 24 – Mężenin

Syntezę opracowania klimatu Kotliny Biebrzańskiej na tle otoczenia uzupełniają zestaw 8 prac magisterskich uwzględnionych w tej pracy (spośród 17), wykonanych w Zakładzie Klimatologii UW:

- Ciechomska E., 1971, *Stosunki termiczne na terenie Bagien Biebrzańskich w lipcu 1969 r.*
- Dąbrowska A., 1970, *Przebieg dobowy wilgotności względnej na obszarze środkowej części woj. białostockiego w miesiącach letnich (lipiec 1967 i 1968 r.)*

- Kluś-Rorbach Z., 1970, *Przebieg dobowy temperatury powietrza na obszarze bagien Dolnej Biebrzy w okresie od lipca 1976 do lipca 1968 włącznie, ze szczególnym uwzględnieniem miesięcy letnich*
- Kulisa A., 1970, *Kształtowanie się temperatur ekstremalnych i amplitud dobowych na obszarze bagien woj. białostockiego*
- Morozow K., 1970, *Charakterystyka wilgotności w Kotlinie Biebrzańskej w miesiącach lipcu 1967 i 1968 r*
- Mucha B., 1970, *Kształtowanie się temperatury powietrza w środkowej części woj. białostockiego na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy i Gugny w lipcu 1967 i 1968 r*
- Śliwińska K., 1978, *Zmiany okresowe temperatury gruntu na przykładzie Białegostoku i Pieńczykówka w latach 1961-1965*
- Zapaśnik W., 1974, *Kształtowanie się temperatury gruntu i powietrza w środkowej części województwa białostockiego w 1967/68 r.*

Innymi problemami badawczymi na Nizinie Północnopodlaskiej był klimat Puszczy Białowieskiej i klimat miasta na przykładzie Ciechanowca w pracach magisterskich:

- Kunowska A., 2009, *Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenu otwartego w Nadleśnictwie Browsk (Puszcza Białowieska)*
- Olszewska B., 2009, *Klimat lokalny Ciechanowca*

W pracy **Anny Kunowskiej** scharakteryzowano zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych między pograniczem lasu i terenu otwartego a lasem i terenem otwartym na obszarze Nadleśnictwa Browsk (Puszcza Białowieska). Do analizy posłużyły pomiary sprzętem Ebro prowadzone w okresie marzec-czerwiec i we wrześniu 2008 r. oraz pomiary termo higrometrami elektronicznymi w dniach 1-3 lipca 2008 r. Stwierdzono, że na warunki termiczne i wilgotnościowe wpływały: szata roślinna (skład gatunkowy, zwarcie koron drzew, wilgotność siedliska), ekspozycja ściany lasu, pora roku i faza fenologiczna zbiorowisk roślinnych, pora dnia i warunki pogodowe. Różnica średniej miesięcznej temperatury powietrza między pograniczem lasu i terenem otwartym wynosiła od 0,2 °C do 2,3 °C, różnica średniej wilgotności względnej do 17%. W lesie najniższa temperatura i największa wilgotność względna powietrza występowały w lesie świeżym i lesie wilgotnym.

W pracy **Barbary Olszewskiej** zbadano zróżnicowania czasowe i przestrzenne klimatu lokalnego Ciechanowca i jego najbliższych okolic oraz określono, jaką rolę odgrywają rzeźba terenu, szata roślinna, rzeka wraz ze zbiornikiem wodnym oraz zabudowa miejska. Badania terenowe w Ciechanowcu przeprowadzono w latach 2007 i 2008. Pomiary marszrutowe i stacjonarne przeprowadzono w różnych porach roku i dnia. Zbadano zróżnicowanie warunków termicznych, wilgotnościowych i wiatrowych w poszczególnych punktach pomiarowych. Na przykład rano największe wartości temperatury powietrza notowano w terenie otwartym, natomiast najmniejsze w dolinie rzeki. W południe wysoka temperatura utrzymywała się na łące i w dolinie rzeki. Wieczorem aktywna była miejska wyspa ciepła (temperatura w zabudowie wyższa o 1-3°C od temperatury poza miastem). Najwyższa wilgotność notowano w dolinie Nurca (wyższa o 20% od wilgotności na terenach sąsiednich). Najniższe wartości występowały w Ciechanowcu. Największe prędkości wiatru rejestrowano na wzniesieniu (do 7 m/s).

Na terenie badań wiatr wiał najczęściej z sektora zachodniego. Najkorzystniejsze warunki solarne występują na stoku doliny rzeki. Jeden z celów pracy stanowi wydzielenie topoklimatów na badanym obszarze. Największy obszar zajmują tereny o umiarkowanych warunkach topoklimatycznych. Niekorzystne warunki termiczne panują w dolinie Nurca.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C), *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	-4,3	-5,0	-1,4	6,3	11,9	16,5	17,6	16,5	12,0	7,1	1,9	-2,0	6,4
Białystok	-4,0	-4,9	-1,2	6,7	12,3	16,9	18,1	16,8	12,3	7,3	2,1	-1,8	6,7
Bielsk Podl.	-4,1	-5,0	-1,3	6,8	12,3	16,7	17,8	16,9	12,5	7,5	2,2	-1,6	6,7
Kisielnica	-4,1	-5,2	-1,4	6,4	11,9	16,3	17,5	16,5	12,2	7,6	2,0	-1,9	6,5
Kolno*	-4,1	-5,0	-1,2	6,6	12,1	16,6	17,6	16,6	12,5	7,7	2,1	-1,8	6,6
Osowiec*	-4,3	-4,4	-1,0	6,8	12,3	16,4	17,8	17,0	12,3	7,5	2,4	-1,8	6,8
Pieńcz. B.	-4,5	-5,6	-1,2	5,8	11,7	16,3	17,4	15,8	11,9	7,3	1,7	-2,2	6,2
Siemiatycze	-4,0	-4,2	-0,7	7,3	12,7	17,3	18,4	17,5	13,1	7,7	2,5	-1,4	7,2
Sokółka	-4,5	-5,4	-2,0	6,1	11,8	16,4	17,6	16,5	12,1	7,0	1,5	-2,2	6,2
Szczuczyn	-4,1	-3,9	-1,4	6,3	11,8	16,1	17,3	16,0	12,0	7,5	2,5	-2,3	6,5

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	-1,7	-1,5	3,0	11,6	17,4	22,0	23,2	22,3	17,9	11,7	4,4	-0,2	10,8
Białystok	-1,6	-1,6	3,0	11,8	17,8	22,5	23,6	22,5	18,3	11,9	4,4	0,4	11,1
Bielsk Podl.	-1,7	-1,9	2,9	11,6	17,7	22,4	23,4	22,5	18,4	13,6	4,5	0,4	11,2
Kisielnica	-1,7	-1,6	2,8	11,0	17,2	21,8	23,0	21,9	17,9	12,1	4,4	0,3	11,1
Kolno	-1,4	-0,5	2,7	12,3	17,6	21,8	23,4	22,1	17,7	11,9	4,7	0,0	11,0
Osowiec	-1,9	-1,6	2,9	11,9	17,7	21,9	23,5	22,8	18,1	12,1	5,2	0,3	10,2
Pieńcz. B.	-1,9	-2,3	2,5	10,8	17,2	21,8	22,7	21,6	18,0	12,0	4,1	0,0	10,5
Siemiatycze	-2,0	-1,6	3,3	12,5	17,8	22,7	24,0	23,3	19,0	12,3	5,0	0,7	11,4
Sokółka	-2,3	-2,5	1,7	10,9	17,0	21,8	23,0	22,0	17,6	11,3	3,7	-0,3	10,3
Szczuczyn	-1,6	-0,9	2,6	11,5	17,2	21,6	22,9	21,3	17,6	11,9	4,7	-0,2	10,7

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	-7,4	-9,0	-5,8	1,1	5,7	9,8	11,6	11,1	7,1	2,9	-0,7	-4,7	1,8
Białystok	-7,0	-8,3	-5,2	1,9	6,4	10,5	12,1	11,6	7,5	3,3	-0,3	-4,2	2,4
Bielsk Podlaski	-7,1	-8,8	-5,3	2,2	6,8	10,7	12,2	11,7	7,9	3,6	-0,1	-4,0	2,5
Kisielnica	-7,0	-8,5	-5,2	1,5	6,2	10,5	12,1	11,3	7,4	3,5	-0,4	-4,4	2,3
Kolno	-7,3	-8,7	-4,4	2,1	6,3	10,7	11,7	11,3	7,5	3,6	-0,2	-4,4	2,4
Osowiec	-7,3	-8,0	-5,3	1,9	6,2	9,7	11,7	11,3	6,8	3,2	-0,2	-4,4	2,1
Pieńcz. B.	-7,5	-9,3	-6,4	0,6	5,2	9,1	10,6	10,2	6,0	2,8	-1,1	-4,9	1,3
Siemiatycze	-6,9	-7,9	-4,5	2,7	7,3	11,3	12,8	12,2	8,3	3,6	0,0	-3,8	2,9
Sokółka	-7,3	-8,9	-5,8	1,7	6,4	10,6	12,2	11,8	7,8	3,5	0,8	-4,8	2,3
Szczuczyn	-7,2	-7,6	-5,4	1,5	6,0	9,8	11,6	11,2	7,1	3,5	0,1	-4,9	2,1

Tabela 4. Absolutne maksima i minima temperatury powietrza (°C) (1951-1960)

	max		min	
Białowieża	34,5	13 VII 1958	-34,1	31 I 1954
Białystok	36,0	13 VII 1959	-30,8	1 II 1956
Bielsk Podlaski	35,0	13 VII 1959	-31,4	8 II 1956
Kisielnica	39,9	4 VIII 1952	-30,3	1 II 1956
Kolno	35,9	11 VII 1959	-31,3	1 II 1956
Osowiec	36,7	13 VII 1959	-30,4	1 II 1954)
Pieńczyków B.	34,8	13 VII 1959)	-35,3	8 II 1956
Siemiatycze	35,7	13 VII 1959	-28,1	1 i 8 II 1956
Sokółka	35,8	13 VII 1959	-32,7	8 II 1956
Szczuczyn	34,6	13 VII 1959	-	-

Tabela 5. Liczba dni mroźnych z temperaturą max < 0°C (1951-1960)

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Białowieża	0,1	3,8	10,2	14,9	12,0	8,8	0,1	49,9
Białystok	0,2	3,3	10,7	15,1	12,7	8,4	0,1	50,5
Kisielnica	0,1	4,0	9,0	14,0	14,0	9,0	0,1	50,2
Kolno	0,1	5,0	8,0	13,0	10,0	8,0	0,1	44,2
Osowiec	-	3,0	12,0	17,0	13,0	9,0	-	54,0
Sokółka	0,3	5,3	12,0	16,3	13,0	11,9	0,4	58,2

Tabela 6. Liczba dni bardzo mroźnych z temperaturą min < -10°C (1951-1960)

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Białystok	x	1	4	7	10	6	-	28
Kisielnica	x	x	3	8	10	5	-	26
Kolno	x	-	3	8	12	5	-	28
Osowiec	-	1	3	8	1	7	-	20

x – 1-5 dni na okres 10 lat

Tabela 7. Termiczne pory roku (1951-1960)

	Zima			Wiosna			Lato			Jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Białowieża	4 XII	19 III	106	10 IV	4 VI	56	5 VI	24 VIII	81	26 VIII	26 X	63
Białystok	5 XII	18 III	105	8 IV	31 V	54	1 VI	27 VIII	88	27 VIII	27 X	61
Bielsk P.	7 XII	19 III	103	9 IV	2 VI	55	3 VI	27 VIII	86	28 VIII	28 X	62
Kisielnica	6 XII	19 III	105	10 IV	4 VI	56	5 VI	25 VIII	82	26 VIII	28 X	64
Kolno	5 XII	18 III	105	9 IV	31 V	53	1 VI	27 VIII	88	28 VIII	31 X	65
Osowiec	9 XII	19 III	102	8 IV	4 VI	58	5 VI	29 VIII	86	30 VIII	29 X	61
Pieńczyk. B.	2 XII	20 III	109	13 IV	7 VI	56	8 VI	20 VIII	74	21 VIII	27 X	68
Siemiatycze	18 XII	17 III	90	7 IV	30 V	54	31 V	30 VIII	92	31 VIII	29 X	60
Sokółka	29 XI	23 III	115	12 IV	5 VI	55	6 VI	25 VIII	81	26 VIII	24 X	60
Szczuczyn	8 XII	18 III	102	11 IV	6 VI	57	7 VI	23 VIII	78	24 VIII	1 X	70

Tabela 8. Okres występowania przymrozków (1951-1960)

	data wiosennego	data jesiennego	okres bezprzymrozkowy
Białowieża	11 V	26 IX	137
Białystok	7 V	2 X	147
Sokółka	4 V	8 X	156

Tabela 9. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 30°C (1951-1960)

	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Białowieża	0,1	0,5	1,4	0,8	0,1	2,9
Białystok	0,3	0,9	1,7	1,5	0,3	4,7
Sokółka	0,2	0,3	1,5	0,6	0,2	2,8

Tabela 10. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 25°C

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	-	-	-	0,5	2,1	8,1	9,5	8,5	2,6	-	-	-	31,3
Białystok	-	-	-	0,6	2,8	9,1	10,1	8,7	2,9	-	-	-	34,2
Bielsk Podlaski	-	-	-	0,5	2,7	8,7	10,5	8,9	3,2	-	-	-	34,5
Kisielnica	-	-	-	0,5	2,8	6,5	8,4	6,6	2,3	-	-	-	26,3
Kolno	-	-	-	0,5	2,8	7,8	9,0	5,9	2,0	-	-	-	28,0
Osowiec	-	-	-	0,7	2,8	6,7	9,7	7,5	3,1	-	-	-	30,5
Pieńczykówek Biebrza	-	-	-	0,6	2,0	7,0	8,7	5,9	2,3	-	-	-	26,5
Siemiatycze	-	-	-	0,7	3,1	9,0	10,4	9,8	4,0	-	-	-	37,0
Sokółka	-	-	-	0,1	2,2	7,1	9,2	7,5	2,3	-	-	-	28,4
Szczuczyn	-	-	-	0,4	2,2	6,4	8,9	5,4	2,1	-	-	-	25,4

Tabela 11. Średnia miesięczna i roczna wilgotność względna powietrza (%), *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	86	84	78	77	73	72	75	78	82	84	88	89	80
Białystok	88	87	80	74	72	71	74	78	80	84	88	89	80
Bielsk Podlaski*	86	83	77	75	72	73	77	79	83	85	88	89	81
Kisielnica	88	89	84	79	73	73	76	79	81	86	91	90	82
Kolno	91	89	87	79	72	72	80	80	82	84	92	91	83
Osowiec	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pieńczykówek Biebrza	89	88	84	78	74	73	76	79	82	85	90	90	82
Siemiatycze	81	88	81	75	72	70	74	76	80	85	90	90	80
Sokółka	92	90	83	78	74	73	75	80	83	87	93	93	83
Szczuczyn	89	88	82	77	72	71	75	78	80	85	91	89	82

Tabela 12. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa), *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	0,6	0,7	1,4	3,1	4,7	3,7	6,2	5,1	3,4	2,0	0,8	0,6	2,9
Białystok	0,6	0,6	1,3	3,3	5,0	6,6	6,3	5,3	3,6	2,0	0,9	0,6	3,0
Bielsk Podlaski*	0,6	0,7	1,3	2,9	5,1	5,8	5,5	4,8	3,2	2,1	0,8	0,6	2,8
Kisielnica	0,5	0,4	1,0	2,6	4,4	5,8	5,7	4,8	3,4	1,8	0,7	0,5	2,6
Kolno	0,6	0,7	0,8	2,4	4,9	6,3	5,3	4,6	3,3	2,1	0,6	0,5	2,7
Osowiec*	0,5	0,5	1,1	2,6	4,5	5,6	5,7	4,4	3,0	1,5	0,6	0,4	2,5
Pieńczykówek Biebrza	0,5	0,5	1,0	2,4	4,3	5,8	5,7	4,9	3,5	1,8	0,8	0,4	2,6
Siemiatycze*	0,5	0,6	1,3	3,1	5,5	7,0	6,7	6,2	3,8	2,0	0,8	0,5	3,2
Sokółka	0,4	0,4	1,0	2,7	4,4	5,9	6,1	4,9	3,2	1,6	0,6	0,4	2,5
Szczuczyn	0,5	0,5	1,2	2,8	4,6	6,2	5,9	4,7	3,6	1,8	0,8	0,5	2,8

Tabela 13. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie, *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	8,1	7,5	6,5	5,9	5,9	5,5	5,5	5,4	5,4	6,7	8,6	8,3	6,6
Białystok	8,2	7,9	6,4	6,2	6,5	5,9	6,3	6,3	5,8	6,9	8,5	8,3	6,9
Bielsk Podlaski	8,1	7,8	6,3	6,5	6,3	6,0	6,3	6,1	5,7	6,8	8,7	8,3	6,9
Kisielnica*	7,8	7,2	5,8	5,9	5,8	5,5	5,8	5,8	5,0	6,2	8,0	8,0	6,4
Kolno*	7,8	7,2	6,1	5,7	5,7	5,4	6,1	6,0	5,3	6,3	8,4	8,1	6,5
Oswiec*	8,1	7,7	6,2	6,0	5,9	5,6	6,4	6,3	6,1	7,3	8,2	8,3	6,8
Pieńczyków Biebrza	8,1	7,6	6,5	6,3	6,1	5,7	6,2	6,2	5,7	6,9	8,4	8,4	6,8
Siemiatycze	7,6	7,4	5,8	5,6	5,6	5,4	5,3	5,1	4,8	6,0	8,2	8,0	6,2
Sokółka	7,9	7,4	6,0	5,8	6,0	5,6	5,7	5,6	5,2	6,6	8,3	8,2	6,5
Szczuczyn	8,1	7,7	6,4	6,4	6,6	6,3	6,7	6,5	5,7	7,2	8,8	8,4	7,1

Tabela 14. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	1,9	1,8	5,3	5,1	3,8	4,9	4,4	4,7	6,3	3,6	1,6	1,9	45,3
Białystok	1,5	1,3	4,6	3,7	2,0	2,3	2,0	1,6	4,0	3,1	0,8	1,6	28,5
Bielsk Podlaski	1,5	1,7	4,3	2,2	1,1	2,4	2,3	1,4	4,0	2,3	0,9	0,9	25,0
Kisielnica	1,6	2,4	7,7	6,1	4,0	5,1	4,8	3,4	7,0	3,7	1,5	2,0	49,1
Kolno	2,1	2,1	7,5	4,7	5,7	5,3	3,3	3,3	5,9	3,2	1,3	1,0	46,3
Pieńczyków Biebrza	1,0	1,8	4,3	2,2	3,5	3,5	2,2	2,0	4,6	1,8	0,5	1,8	28,4
Siemiatycze	2,9	2,2	7,3	6,3	5,9	4,9	4,7	4,1	7,5	5,3	1,3	1,9	54,8
Sokółka	1,9	2,2	5,7	4,1	3,2	3,1	3,2	2,9	5,0	3,7	1,1	1,7	37,8
Szczuczyn	0,9	1,2	4,8	3,9	1,8	2,4	1,3	1,7	4,2	2,2	0,4	1,1	25,9

Tabela 15. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	19,7	16,3	13,0	8,5	8,2	7,1	7,4	6,7	6,9	12,7	21,9	21,4	149,8
Białystok	18,9	17,3	13,5	10,7	10,9	11,2	10,4	8,9	8,6	14,0	20,2	21,2	165,8
Bielsk P.	17,9	15,8	12,3	10,3	9,5	8,1	8,4	7,9	8,1	12,7	21,1	20,9	153,0
Kisielnica	18,5	14,9	11,5	10,2	9,5	8,3	6,6	8,0	5,6	10,1	19,1	19,6	143,9
Kolno	18,7	14,1	11,7	9,3	8,3	8,2	10,2	8,3	9,6	14,1	21,3	23,1	156,9
Pieńcz. B	22,1	14,1	12,4	11,1	9,1	6,6	9,1	9,0	8,2	13,4	21,4	23,5	160,0
Siemiatycze	18,1	15,0	12,2	9,1	8,4	6,9	5,9	6,1	5,9	10,3	20,3	20,0	138,3
Sokółka	19,3	16,1	12,1	8,7	8,8	7,0	6,5	6,4	6,2	13,3	20,4	21,3	146,1
Szczuczyn	19,1	15,8	13,3	11,3	11,1	9,7	11,0	9,0	7,4	7,4	22,9	21,6	166,2

Tabela 16. Miesięczna i roczna suma opadu (mm), *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	29	34	28	37	56	71	70	66	54	36	43	37	561
Białystok	31	37	30	36	50	64	64	72	51	38	43	40	556
Bielsk Podlaski	34	41	29	36	55	69	74	73	46	39	43	39	578
Kisielnica*	28	28	20	33	45	71	78	69	49	37	41	39	538
Kolno*	27	28	21	37	54	70	89	85	59	39	41	37	586
Oswiec*	25	31	27	37	44	72	85	73	52	34	43	34	557
Pieńczyków Biebrza	22	23	24	35	48	62	90	79	51	41	41	37	553
Siemiatycze	28	31	25	32	50	70	95	68	49	33	41	36	559
Sokółka	27	31	28	33	55	62	78	71	53	36	46	37	557
Szczuczyn	22	25	23	32	54	65	79	81	52	28	44	29	534

Tabela 17. Liczba dni z opadem > 1,0 mm, *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	8,5	9,2	7,1	7,6	9,4	10,2	9,3	9,4	9,1	6,3	3,9	9,8	105,8
Białystok	8,5	9,5	7,1	7,9	9,1	8,6	10,2	10,0	8,8	6,2	9,9	9,8	105,6
Bielsk Podlaski	9,3	10,1	6,1	8,0	9,1	8,9	9,7	9,3	8,6	6,3	8,8	9,4	103,6
Kisielnica*	6,9	7,2	5,0	6,6	8,4	8,5	10,5	9,5	8,1	5,5	8,1	8,0	92,3
Kolno*	7,4	8,4	6,0	7,8	8,6	8,9	10,9	10,2	8,4	6,4	9,1	8,6	100,7
Osowiec	6,6	7,4	6,8	7,8	9,3	9,2	12,1	8,8	9,1	6,0	9,4	9,6	102,7
Pieńczyk. B.	6,0	6,1	5,9	7,1	8,5	8,8	12,0	9,6	8,3	5,9	8,5	8,0	94,7
Siemiatycze	7,7	7,7	5,3	6,3	8,8	8,9	10,1	9,1	8,0	5,7	9,2	9,0	95,8
Sokółka	7,3	9,1	7,1	7,6	9,6	9,6	10,5	10,7	8,6	7,4	10,0	8,9	106,4
Szczuczyn	6,0	8,1	5,9	7,3	8,9	9,0	11,3	10,7	8,9	5,4	8,9	7,0	97,4

Tabela 18. Liczba dni z opadem > 10,0 mm, *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	0,1	0,3	0,5	0,5	1,3	2,1	1,8	2,3	1,3	0,7	0,7	0,3	12,1
Białystok	0,1	0,3	0,4	0,7	1,0	1,9	1,6	1,7	1,0	0,6	0,6	0,6	11,2
Bielsk Podlaski	0,3	0,4	0,3	0,3	1,5	2,1	1,9	2,5	0,7	0,7	0,7	0,5	12,3
Kisielnica*	0,4	0,3	0,4	0,6	1,3	2,7	2,4	2,2	1,0	0,6	0,6	0,8	13,8
Kolno*	0,2	0,1	0,3	0,9	1,9	2,3	2,9	2,4	1,3	0,6	0,6	0,4	14,2
Osowiec*	0,1	0,1	0,4	0,9	0,9	1,8	2,3	2,5	0,8	0,7	0,7	0,4	11,6
Pieńczykówek Biebrza	-	-	0,2	0,6	1,8	1,6	2,5	2,0	1,4	1,0	1,0	0,3	12,4
Siemiatycze	0,3	0,3	0,2	0,4	1,2	2,1	2,5	2,1	1,3	0,9	0,5	0,4	12,2
Sokółka	0,1	0,1	0,4	0,4	1,3	1,9	2,3	2,2	1,3	0,8	0,7	0,4	11,9
Szczuczyn	0,1	-	0,1	0,6	1,4	2,0	2,3	2,3	1,3	0,6	0,9	0,3	11,9

Tabela 19. Liczba dni z pokrywą śnieżną, *1951-1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	25,8	25,3	19,6	3,1	-	-	-	-	-	-	5,3	17,6	96,7
Białystok	27,1	25,1	19,5	2,8	-	-	-	-	-	-	5,7	17,9	98,1
Bielsk Podlaski	25,0	24,8	18,2	0,8	-	-	-	-	-	-	3,6	16,8	89,2
Kisielnica*	25,2	21,5	17,2	2,0	-	-	-	-	-	-	3,1	15,4	84,4
Kolno*	26,4	20,5	13,5	1,2	-	-	-	-	-	-	4,1	16,7	82,4
Osowiec*	24,3	21,0	15,7	2,4	-	-	-	-	-	-	2,7	14,9	81,0
Pieńczyk. B.*	24,3	20,2	17,1	1,8	-	-	-	-	-	-	2,5	15,6	81,3
Siemiatycze*	22,7	22,2	16,3	1,2	0,1	-	-	-	-	-	3,3	13,6	79,4
Sokółka	27,5	25,2	19,3	3,4	-	-	-	-	-	0,3	7,6	18,9	102,2
Szczuczyn*	23,5	21,0	21,0	3,6	-	-	-	-	-	-	3,5	18,6	91,2

Tabela 20. Częstość występowania kierunków wiatru – Białowieża

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,4	5,3	7,4	8,2	9,9	9,5	6,5	5,6	4,5	3,5	4,4	4,0	6,2
NE	3,1	3,7	6,3	4,2	7,4	4,9	4,6	3,8	2,8	3,1	3,8	2,8	4,3
E	7,9	10,2	15,1	9,2	10,1	7,7	7,4	6,9	5,0	8,6	10,3	9,5	9,0
SE	13,0	15,9	18,5	16,1	10,4	9,2	7,1	8,5	7,5	13,6	24,3	17,8	13,5
S	11,0	10,3	7,4	10,0	6,1	7,7	7,7	6,4	8,0	9,5	10,8	11,4	8,9
SW	13,7	14,4	9,1	10,9	8,4	10,6	14,7	13,3	17,0	18,3	13,9	20,7	14,4
W	15,6	13,8	10,5	10,0	11,4	12,0	16,2	15,9	16,7	14,4	11,5	14,1	13,5
NW	11,7	12,3	12,6	13,1	16,3	14,6	13,8	15,1	13,7	10,5	8,7	7,9	12,5
C	9,6	14,1	13,1	18,3	20,0	23,8	22,0	24,5	24,8	18,5	11,7	11,8	17,7

Tabela 21. Częstość występowania kierunków wiatru – Białystok

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,1	8,1	9,9	10,7	15,1	13,8	9,5	6,0	4,7	3,5	6,2	5,1	8,2
NE	5,1	7,5	10,1	5,6	8,7	5,9	6,1	4,7	3,5	5,0	4,4	3,4	5,8
E	4,5	7,5	11,1	6,7	5,7	4,5	5,4	5,3	3,8	6,1	9,6	9,5	6,6
SE	11,2	11,5	16,3	12,2	6,9	8,5	6,5	4,5	5,9	11,3	22,3	15,5	11,0
S	14,9	10,1	6,6	11,5	6,2	7,9	6,9	6,5	8,5	11,3	12,3	13,1	9,7
SW	24,5	15,2	11,7	13,7	10,1	10,3	16,0	17,6	19,5	21,4	16,1	23,8	16,6
W	18,4	19,8	14,4	14,3	16,8	18,3	23,9	21,9	25,0	20,5	15,4	15,1	18,6
NW	9,3	10,5	11,7	16,4	19,7	20,0	14,5	15,8	13,4	8,2	6,7	6,7	12,3
C	7,0	9,8	8,2	9,9	10,8	10,9	11,2	17,7	15,4	12,7	7,0	7,8	10,7

Tabela 22. Częstość występowania kierunków wiatru – Sokółka

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	8,1	9,8	13,6	11,8	18,9	16,9	17,1	13,7	7,8	6,0	8,1	6,0	11,5
NE	5,5	7,8	10,3	7,6	10,5	7,8	7,9	5,9	4,5	4,7	5,5	5,9	7,0
E	9,1	14,0	21,7	12,7	7,7	7,4	5,8	6,4	6,0	10,3	13,2	12,0	10,6
SE	11,3	9,2	12,1	11,4	6,2	6,6	3,7	5,0	6,5	11,2	22,3	14,7	10,1
S	9,7	10,5	5,4	9,8	5,4	5,4	6,4	5,9	8,2	10,2	8,0	11,1	8,0
SW	22,6	16,6	8,3	8,5	6,5	5,6	11,4	10,2	14,4	17,4	14,4	21,3	13,1
W	20,3	19,1	15,0	16,4	19,5	18,9	25,6	26,4	26,6	26,6	18,1	21,9	21,2
NW	12,7	11,0	11,7	19,4	24,4	30,5	20,3	24,0	23,0	11,7	10,3	6,8	17,0
C	0,7	2,0	1,9	2,4	0,9	0,9	1,8	2,5	3,0	1,9	0,1	0,3	1,5

Tabela 23. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białowieża	4,4	4,4	4,6	3,9	3,4	3,0	3,2	3,4	3,5	3,7	4,5	4,2	3,8
Białystok	3,5	3,6	3,6	3,3	2,9	2,7	2,8	2,7	2,8	3,0	3,8	3,6	3,2
Bielsk Podlaski	3,6	3,3	3,5	2,9	2,3	2,2	2,2	2,3	2,6	2,6	3,4	3,3	2,8
Kisielnica	3,7	3,8	3,7	3,6	3,2	2,9	2,8	2,9	3,0	3,2	3,6	3,7	3,3
Kolno	4,7	4,1	3,8	3,8	3,5	3,3	3,2	3,3	3,5	3,4	4,3	4,4	3,8
Osowiec	3,6	3,7	3,6	3,5	3,1	2,8	2,8	2,8	2,8	2,6	3,3	3,3	3,1
Pieńczyk. B.	3,7	3,6	3,5	3,2	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,8	3,4	3,5	3,0
Siemiatycze	3,3	3,2	3,1	2,8	2,5	2,2	2,1	2,2	2,3	2,3	3,0	2,7	2,6
Sokółka	5,6	5,4	5,4	4,7	4,1	3,9	3,9	4,0	4,1	4,7	5,4	5,5	4,7
Szczuczyn	4,6	4,7	4,1	3,6	3,2	3,2	3,0	3,5	3,6	3,5	4,3	4,5	3,8

3.9. Klimat mezoregionów Niziny Południowopodlaskiej (318.9)

Nizina Południowopodlaska jest częścią podprowincji Nizin Środkowopolskich położoną między Niziną Środkowomazowiecką na zachodzie i Polesiem na wschodzie, od Niziny Północnopodlaskiej dzieli ją Dolina Bugu. Przez środek regionu z południowozachodu na północo-wschód przebiega granica zasięgu zlodowacenia warciańskiego, stanowiąca dział wód między dopływami środkowej Wisły (Okrzejką) Wilgą i Świdrem), a płynącą w kierunku wschodnim Krzną, która wpływa do Bugu pod Terespołem. Południową część regionu przecina Wieprz. Nizina Południowopodlaska wznosi się od 150 do około 200 m n.p.m. Na równinie na ogół powierzchni zachowały się w granicach zlodowacenia warciańskiego ostańce wzgórz morenowych, kemów i ozów.

Nizina Południowopodlaska jest obszarem chłodniejszym od nizin położonych dalej na zachód, o około 1°C.

W skład makroregionu wchodzi mezoregiony: 319.91 Podlaski Przełom Bugu, 319.92 Wysoczyzna Kałuszyńska, 319.93 Obniżenie Wągrowskie, 319.94 Wysoczyzna Siedlecka, 319.95 Wysoczyzna Żelichowska, 319.96 Równina Łukowska, 319.97 Pradolina Wieprza, 318.98 Wysoczyzna Lubartowska (rys.1).



Rys. 1. Mezoregiony Niziny Południowopodlaskiej

Materiałem wyjściowym wykorzystanym w tym opracowaniu są dane meteorologiczne z lat 1951-1965. Wysoczyńę Siedlecką reprezentuje tylko jedna stacja synoptyczna w Siedlcach. Na północy w Podlaskim przełomie Bugu leży stacja Nur, na wschodzie na Równinie Łukowskiej – Radzyń Podlaski, na południu na granicy Doliny Środkowej Wisły i Wysoczyzny Lubartowskiej – Puławy.

Klimat Niziny Południowopodlaskiej scharakteryzowano korzystając z danych meteorologicznych z lat 1951-1965 (opracowanych w Zakładzie Klimatologii WGSR UW), a większość tabel bezpośrednio z pracy U. Mąki pt. *Charakterystyka klimatu Wysoczyzny Siedleckiej* (2012) (tab. 1-21).

Nizina Południowopodlaska charakteryzuje się warunkami przejściowymi między „cieplejszą” Niziną Środkowomazowiecką a „chłodniejszą” Niziną Północnopodlaską. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza na Nizinie Południowopodlaskiej wahały się od -4,6 w lutym do 18,6°C w lipcu (tab. 1). Temperatury ekstremalne w przebiegu rocznych, wahały się średnio od -7,0 w lutym do 24,6°C w lipcu (tab. 2 i 3). Ekstrema absolutne zmieniają się od -32,0 do ok. 36,5°C (tab. 5 i 6). Różnice temperatury między mezoregionami wynoszą ok. 1°C, największe wahania występują w miesiącach zimowych.

Dni gorące zbliżone są liczbą do Niziny Środkowomazowieckiej, średnio w roku notuje się ich 36-39 (tab. 8). Występują one od maja do września włącznie, lecz największa ich częstość przypada na lipiec (13,3 Radzyń Podlaski). Z kolei liczba dni bardzo mroźnych jest zbliżona ilością do Niziny Północnopodlaskiej i wynosi 27-28 dni (tab. 7).

Zima (podobnie jak w większości na Nizinie Północnopodlaskiej) wkracza tu od wschodu w pierwszej dekadzie grudnia, a więc później niż na Nizinie Środkowomazowieckiej i trwa dłużej (początek 5 XII, koniec 17 III, czas trwania ok. 100 dni). Wiosna trwa średnio 55 dni (początek 6 IV, koniec 1 VI), lato – ok. 91 dni (początek 29 V, koniec 28 VIII), jesień – 61 (początek 29 VIII, koniec 31 X). Okres wegetacyjny trwa średnio 208 dni (tab. 4).

Pod względem wilgotnościowym Nizina Południowopodlaska nie wyróżnia się na tle otaczających ją obszarów. Średnie roczne ciśnienie pary wodnej wynosi 9,3 hPa, średnia roczna wilgotność względna równa się 80%, zaś średni roczny niedosyt wilgotności powietrza wynosi 3,15 hPa (tab. 9-11).

Średnie miesięczne zachmurzenie największe jest w listopadzie i grudniu (85% i 83%), najmniejsze zaś w czerwcu, sierpniu i wrześniu (51-52%). W miesiącach od listopada do lutego, średnie zachmurzenie kształtuje się powyżej (72-85%) normy rocznej (63-68%). Od marca do października różnice nie są aż tak widoczne (tab. 12). Największe zróżnicowanie zachmurzenia występuje w miesiącach półrocza letniego. Dni pogodne (33) i pochmurne (130), potwierdzają zaniżone zachmurzenie w miesiącach letnich w stosunku do Pojezierza Mazurskiego.

Roczne sumy opadu na Nizinie Południowopodlaskiej kształtują się w granicach ok. 545 mm. Okresem najobfitszych opadów są tu miesiące letnie, największe sumy przypadają na czerwiec (73-83 mm). Pozostałe wartości utrzymują się w granicach 23-46 mm (tab. 14). Udział dni o różnych klasach opadu w porach roku jest skorelowany z wielkością opadu, o czym świadczy fakt, że najczęściej dni z opadem >1,0 mm i 10 mm przypada na okres letni (tab. 15-16). Z okresem letnim związane jest również najwięk-

szcze występowanie dni z burzą (tab. 18.). Najbardziej burzowymi miesiącami są czerwiec (5,8 dni) i lipiec (6 dni). W roku dni z burzą jest przeciętnie ok. 21. Pokrywa śnieżna obserwowana jest średnio przez 78 dni w ciągu roku (tab. 17). Ustala się przeciętnie pod koniec listopada a zanika w kwietniu, choć w sprzyjających warunkach notowana jest także w maju. Najbardziej trwała szata śnieżna przypada na styczeń i luty.

Na Nizinie Południowopodlaskiej (stacja w Siedlcach), zgodnie z ogólną cyrkulacją w szerokościach umiarkowanych Europy, przeważają wiatry zachodnie – 16,6% oraz południowo-zachodnie 16,1%, najmniejszą frekwencją odznaczają się wiatry północne – 7,3% i północno-wschodnie – 7,1%. Średnia prędkość wiatru w Siedlcach (3,8 m/s) jest większa niż na terenach przyległych, średnio o 0,7 m/s (tab. 20-21).

Jak wspomniano już na początku Nizina Południowopodlaska charakteryzuje się warunkami przejściowymi między „cieplejszą” Niziną Środkowomazowiecką a „chłodniejszą” Niziną Północnopodlaską. Stacją mocno wybijającą się na tle makroregionu są Puławy.

Tabela 1. Średnia temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	-3,8	-4,6	-0,7	7,1	12,4	16,9	18,0	16,9	12,7	7,6	2,7	-1,2	7,0
Biała Podl.	-3,9	-4,4	-0,6	7,3	12,8	17,4	18,5	17,4	12,9	7,7	2,6	-1,4	7,2
Nur	-3,8	-4,5	-0,6	7,0	12,4	16,8	18,1	17,1	12,8	7,8	2,6	-1,2	7,0
Puławy	-3,2	-3,6	-0,2	7,9	12,9	17,4	18,6	17,7	13,5	8,4	3,3	-0,7	7,7
Radz. Podl.	-3,8	-4,2	-0,4	7,3	12,4	16,8	18,1	17,1	12,8	7,7	2,7	-1,3	7,1

Tabela 2. Maksymalna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	-1,2	-1,0	3,4	12,4	17,8	22,5	23,7	22,9	19,4	12,7	5,2	1,0	11,6
Biała Podl.	-1,2	-1,0	3,6	12,5	18,2	23,0	24,2	23,2	19,0	12,8	5,3	0,9	11,7
Nur	-1,5	-1,3	3,6	12,6	18,0	22,5	23,8	22,9	18,5	12,6	5,5	0,9	11,5
Puławy	-0,8	-0,3	4,2	12,8	18,0	22,6	23,8	23,1	19,1	13,2	6,0	1,5	11,9
Radzyń Podl.	-1,1	-0,3	3,7	12,4	18	23,2	24,6	23,5	19,4	13,2	5,4	1,0	11,9

Tabela 3. Minimalna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	-6,9	-8,1	-4,2	2,3	6,5	10,6	12,1	11,5	7,6	3,4	0,0	-3,8	2,5
Biała Podl.	-6,9	-8,0	-4,5	2,2	7,1	11,2	12,6	12,1	7,9	3,4	0,0	-4,1	2,7
Nur	-6,8	-7,9	-3,9	2,4	6,8	11,1	12,4	11,8	8,1	3,7	0,1	-3,7	2,8
Puławy	-6,0	-7,0	-3,4	3,2	7,7	11,8	13,2	12,6	8,8	4,3	0,8	-3,1	3,6
Radzyń Podl.	-7,0	-8,1	-4,5	2,2	6,6	10,4	11,9	11,3	7,4	3,0	0,2	-4,0	2,4

Tabela 4. Termiczne pory roku (P – początek, t – czas trwania) oraz długość okresu wegetacyjnego

	przedwiośnie		wiosna		lato		jesień		przedzime		zima		okres weg.
	P	t	P	t	P	t	P	t	P	t	P	t	
Siedlce	18,3	19	7,4	56	2,6	88	29,8	63	31,10	36	6,12	103	207
Biała Podl.	17,3	20	6,4	54	29,5	94	31,8	60	30,10	36	5,12	102	208
Nur	17,3	21	7,4	55	1,6	91	31,8	61	31,10	36	6,12	101	207
Puławy	16,3	20	4,4	54	28,5	97	3,9	61	3,11	37	10,12	96	212
Radzyń P.	17,3	20	6,4	57	2,6	88	29,8	61	29,10	37	5,12	102	206

Tabela 5. Absolutne maksima temperatury powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Siedlce	7,8	10,7	17,8	27,1	31,8	31,8	35,0	35,2	31,3	24,2	17,4	14,8
Biała Podl.	9,2	10,0	18,2	27,4	32,5	32,5	36,5	35,8	31,7	24,9	19,4	14,8
Nur	9,3	10,1	18,5	27,8	31,7	31,7	35,9	34,6	32,0	24,6	17,4	14,7
Puławy	9,5	11,4	18,9	26,8	32,0	32,0	35,4	34,4	31,9	24,8	18,0	15,1
Radzyń P.	9,4	10,3	18,7	27,7	31,5	31,1	35,6	35,5	31,9	24,5	18,4	14,9

Tabela 6. Absolutne minima temperatury powietrza (°C)

		II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Siedlce	-30,1	-30,0	-21,1	-6,9	-6,0	-0,5	4,4	3,8	-1,3	-8,4	-21,5	-23,3
Biała Podl.	-32,0	-28,3	-20,6	-7,5	-4,5	1,9	4,7	6,1	-1,6	-8,7	-12,8	-25,0
Nur	-31,5	-30,8	-22,3	-7,0	-3,8	1,5	5,2	4,5	-0,6	-8,2	-17,5	-24,8
Puławy	-30,4	-28,8	-23,6	-4,7	-2,8	1,8	6,0	5,9	-0,8	-6,9	-19,0	-23,3
Radzyń P.	-31,7	-29,7	-24,7	-7,0	-5,9	1,0	4,0	4,4	-1,8	-7,9	-19,6	-28,3

Tabela 7. Średnia liczba dni bardzo mroźnych ($T_{\min} < -10,0^{\circ}\text{C}$)

	XI	XII	I	II	III	Rok
Siedlce	0,4	3,9	8,3	9,8	5,5	27,9
Biała Podlaska	0,5	4,3	8,7	9,5	5,1	28,1
Nur	0,5	4,2	8,2	10,1	5,6	28,6
Puławy	0,4	3,1	7,0	9,0	3,2	22,7
Radzyń Podlaski	0,4	4,1	8,6	9,5	5,3	27,9

Tabela 8. Średnia liczba dni gorących ($T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$)

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Rok
Siedlce	0,8	2,9	8,5	11,6	9,2	3,4	36,3
Biała Podlaska	0,9	3,1	10,0	12,0	10,0	3,4	39,4
Nur	0,8	2,8	8,5	8,5	10,7	3,5	36,1
Puławy	0,7	2,9	9,2	9,2	12,3	4,1	39,1
Radzyń Podlaski	0,9	2,7	10,4	13,3	10,5	3,9	41,7

Tabela 9. Ciśnienie pary wodnej (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	4,4	4,2	5,0	7,7	10,8	14,3	15,7	15,2	12,1	9,0	6,9	5,3	9,2
Biała P.	4,3	4,2	4,5	7,7	10,8	14,3	15,6	15,1	12,0	9,0	6,8	5,2	9,2
Puławy	4,4	4,4	5,1	7,6	10,5	14,4	15,5	15,1	12,0	9,0	7,0	5,3	9,2
Radzyń P.	4,6	4,5	5,2	7,8	11,2	15,0	17,1	16,0	12,0	9,6	6,9	5,7	9,6

Tabela 10. Wilgotność względna powietrza (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	88	87	81	75	73	74	75	78	79	84	88	89	81
Biała Pod.	87	86	80	75	72	71	73	76	79	83	89	89	80
Puławy	85	84	78	71	70	70	72	75	77	81	86	87	78
Radzyń P.	87	87	83	76	74	74	78	80	82	86	89	90	82

Tabela 11. Niesyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	0,6	0,6	1,3	3,3	4,7	6,1	6,2	5,3	3,7	2,1	0,9	0,6	3,0
Biała Podlaska	0,6	0,6	1,4	3,4	5,0	6,8	6,8	5,9	4,1	2,2	0,9	0,6	3,2
Puławy	0,8	0,8	1,6	3,9	5,4	6,8	6,9	6,2	4,5	2,6	1,2	0,8	3,5
Radzyń Podlaski	0,6	0,6	1,3	3,1	4,8	6,0	6,1	5,2	3,4	2,4	1,0	0,6	2,9

Tabela 12. Średnie zachmurzenie (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	78	76	64	64	64	59	62	56	56	64	84	82	68
Biała Podlaska	79	77	65	63	65	61	62	60	56	64	84	83	68
Nur	77	74	58	58	56	53	55	54	52	63	85	80	64
Puławy	75	72	62	57	58	55	58	54	51	59	79	78	63
Radzyń Podlaski	74	74	61	56	57	51	53	52	52	59	82	80	63

Tabela 13. Średnia liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	1,5	1,7	4,3	3,3	2,2	3,1	3,1	2,3	4,6	3,3	0,9	1,3	31,6
Biała Podlaska	1,7	1,7	4,1	3,1	2,1	2,2	2,4	2,6	4,6	3,6	0,9	0,7	29,7
Nur	2,4	1,8	6,5	5,3	5,4	5,8	4,6	5,3	6,9	4,4	1,5	1,2	51,9
Puławy	2,4	2,7	5,2	5,0	4,5	5,2	4,7	5,5	6,7	5,1	1,6	1,7	50,3
Radzyń Podlaski	2,3	2,2	5,3	5,1	1,2	5,6	5,7	4,9	6,7	5,5	1,7	11,7	51,1

Tabela 14. Sumy opadów atmosferycznych (mm), *Wysoczyzna Siedlecka

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce*	23	28	26	30	54	72	80	67	44	30	38	34	525
Łosice*	20	24	20	28	56	69	74	63	43	31	35	31	494
Biała Podlaska	27	35	27	37	55	66	83	68	46	30	42	36	552
Nur	32	37	29	34	56	67	82	68	46	36	44	40	571
Radzyń Podlaski	25	34	30	34	54	67	73	66	46	31	40	34	534

Tabela 15. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Nur	8,6	9,6	6,5	7,9	9,0	9,3	10,4	9,4	8,9	6,4	10,2	9,9	10,6,1
Siedlce	6,3	8,4	6,1	6,9	8,5	9,9	10,0	9,4	8,3	5,9	8,9	8,7	97,3

Tabela 16. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Nur	0,3	0,3	0,5	0,6	1,3	2,1	1,8	2,1	0,9	0,8	0,8	0,6	12,1
Siedlce	0,0	0,3	0,3	0,5	1,6	1,8	2,6	1,9	1,1	0,7	0,6	0,4	11,8

Tabela 17. Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną

	XI	XII	I	II	III	IV	V	Rok
Siedlce	2,7	14,9	23,5	21,6	14,4	1,1	0,1	78,1
Biała Podlaska	3,3	16,1	25,1	22,3	14,8	1,3	0,1	83,0
Nur	2,6	14,1	23,6	21,1	14,3	1,2	0,1	77,0
Puławy	2,5	13,1	24,5	20,5	14,1	1,0	.	75,7
Radzyń Podlaski	3,0	14,9	23,9	21,2	15,5	0,9	0,1	79,5

Tabela 18. Średnia liczba dni z burzą

	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Siedlce	.	0,1	1,3	4,5	5,8	5,9	3,9	2,0	0,1	23,6
Biała Podlaska	0,1	0,1	0,4	3,6	5,8	6,0	3,8	1,7	0,1	22,1
Radzyń Podlaski	0,1	.	1,4	2,5	4,2	4,4	3,9	1,5	0,1	18,1

Tabela 19. Średnia prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Siedlce	4,3	4,1	4,0	3,4	3,1	2,8	2,9	2,8	3,2	3,2	3,8	4,0	3,5
Biała Podlaska	3,9	3,8	3,8	3,4	2,9	2,8	2,6	2,9	3,0	3,1	4,0	3,6	3,3
Nur	2,7	3,0	2,7	2,4	1,9	1,7	1,6	1,5	1,8	1,9	2,5	2,3	2,2
Puławy	2,5	2,3	2,3	2,0	1,9	1,6	1,4	1,4	1,7	1,7	2,1	2,3	1,9
Radzyń Podlaski	3,6	3,7	2,9	3,2	2,9	2,6	2,3	2,3	2,5	2,7	3,5	3,3	3,0

Tabela 20. Średnia częstość (%) kierunków wiatru w Siedlcach

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
I	4,6	7,7	6,7	13,1	16,1	23,3	17,0	8,1
II	7,8	6,0	13,1	13,4	10,2	17,1	17,9	8,7
III	8,4	10,6	17,2	16,6	6,7	11,4	14,7	9,9
IV	9,7	8,5	13,2	18,0	10,2	10,7	11,1	11,4
V	12,2	9,4	11,5	10,1	6,2	10,6	15,2	16,4
VI	12,6	9,3	7,7	11,7	7,1	10,3	16,8	14,6
VII	9,0	6,9	5,6	7,8	10,5	16,8	20,3	13,7
VIII	4,4	5,9	6,5	10,3	8,8	16,3	21,6	11,2
IX	4,6	4,6	7,9	11,6	11,0	20,1	18,5	10,6
X	4,1	4,4	11,5	19,4	11,2	17,9	16,4	6,8
XI	5,9	6,0	13,4	22,5	12,3	15,8	14,7	5,3
XII	5,4	5,3	8,0	17,6	16,4	22,5	15,4	5,8
Rok	7,3	7,1	10,2	14,1	10,6	16,1	16,6	10,2

Tabela 21. Średnia prędkość wiatru (m/s) w Siedlcach

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
I	3,0	3,2	3,9	3,3	4,2	5,4	5,6	4,2
II	3,4	3,3	3,6	3,7	4,0	4,8	5,8	4,8
III	3,8	3,9	3,7	3,6	3,5	5,0	5,2	5,0
IV	3,4	3,1	3,1	3,5	3,6	3,8	4,5	4,0
V	3,2	2,8	3,0	3,0	3,3	3,7	4,0	3,6
VI	2,8	2,8	2,7	2,7	3,4	3,5	3,9	3,2
VII	2,7	2,6	2,5	2,6	3,1	3,6	3,8	3,1
VIII	2,8	2,5	2,4	2,5	2,9	4,4	4,0	3,3
IX	2,7	2,8	2,4	2,6	3,3	4,3	4,6	3,3
X	2,4	2,6	3,1	2,6	3,3	4,3	4,4	3,6
XI	3,4	3,0	3,4	3,7	3,3	4,8	5,1	3,8
XII	3,7	3,0	4,2	3,3	3,9	4,7	5,0	4,2
Rok	3,1	3,0	3,1	3,1	3,5	4,4	4,6	3,8

3.10. Klimat mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej (319.7)

Makroregion Nizina Środkowomazowiecka zaliczany jest do podprovincji Niziny Środkowopolskiej. Otaczają go następujące makroregiony: na północy Nizina Północnomazowiecka, na wschodzie Nizina Południowopodlaska, na południu Wzniesienia Południowomazowieckie, a na zachodzie Nizina Południowielkopolska i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka.

W skład badanego makroregionu wchodzi następujące mezoregionu: 319.71 Równina Kutnowska, 319.72 Równina Łowicko-Błońska, 319.73 Kotlina Warszawska, 319.74 Dolina Dolnego Bugu, 319.75 Dolina Środkowej Wisły, 319.76 Równina Warszawska, 319.77 Równina Kozienicka, 319.78 Równina Wołomińska i 319.79 Równina Garwolińska (rys. 1).

Rzeźba badanego makroregionu ma charakter mało zróżnicowany. Wysokość bezwzględna tego obszaru waha się w granicach 70-200 m nad poziomem morza (przy czym większą część powierzchni stanowi nizina o wysokości poniżej 150 m n.p.m.

Z mapy hipsometrycznej wynika, że teren ten pod względem ukształtowania powierzchni stanowi kotlinę otoczoną ze wszystkich stron wzniesieniami (powyżej 200 m n.p.m.).

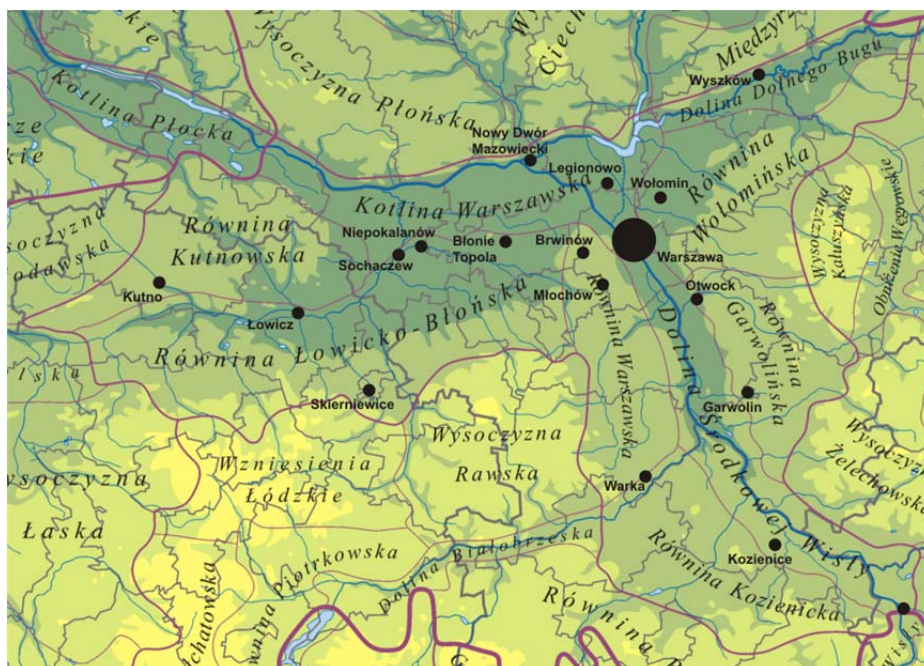
Obecny typ rzeźby omawiany obszar zawdzięcza procesom denudacyjnym i fluwialnym (złodowaceni plejstoceniemu). Formy polodowcowe zostały silnie zniszczone, tak że w krajobrazie dominują płaskie równiny denudacyjne tarasy rzeczne (lub lekko faliste równiny moreny dennej) urozmaicone wydrami piaszczystymi.

Ważnym elementem rzeźby tego makroregionu są szerokie pradoliny, a największą z nich zajmuje Bug i w jego przedłużeniu Wisła.

Gleby tego makroregionu zaliczane są do typu gleb bielcowych i pseudobielcowych. W dolinach rzecznych przeważającym typem gleb są mady. Natomiast na Równinie Łowicko-Błońskiej występują urodzajne czarne ziemie.

Sieć rzeczna badanego terenu zbiega się promienisto ku jego środkowi: od południa Wisła, od wschodu Narew i ich dopływy, a od zachodu Bzura, dolna Pilica i Wkra.

Większe obszary leśne zachowały się na tym terenie głównie na piaszczystych terenach dolin i na wydmach. Największymi kompleksami leśnymi są: Puszcza Kampińska i Puszcza Kozienicka.



Rys. 1. Mezoregiony Niziny Środkowomazowieckiej

Ocenę klimatu makroregionu Niziny Środkowomazowieckiej oparto na największej liczbie stacji meteorologicznych (13), z tym, że są one nierównomiernie rozmieszczone. Najwięcej punktów pomiarowych ma Równina Łowicko-Błońska (7), natomiast Równina Kutnowska, Wołomińska i Garwolińska nie posiada ich wcale. Stacjami skrajnie położonymi są: na południu Warka, na zachodzie Błonie Topola, na północy Wyszki, a na wschodzie brak odpowiedniej.

Nizina Środkowomazowiecka należy do makroregionów uprzywilejowanych pod względem warunków termicznych w porównaniu z Niziną Północnopodlaską, czy też Południowopodlaską. Średnie miesięczne wartości temperatury (od ok. $-3,0^{\circ}\text{C}$ w lutym i styczniu do ok. $18,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu) i roczne (ok. $8,0^{\circ}\text{C}$) są tu z reguły wyższe w porównaniu z północnymi i wschodnimi makroregionami lub przynajmniej nie niższe niż w makroregionach południowych i zachodnich (tab. 1). Potwierdzają to także średnie temperatury ekstremalne (od T_{\min} ok. $-7,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do T_{\max} ok. $23,4^{\circ}\text{C}$ w lipcu, tab. 2 i 3), ekstrema absolutne (od min $-28,0^{\circ}\text{C}$ do max $36,0^{\circ}\text{C}$, tab. 4) i inne charakterystyki pochodne.

Stosunkowo mała liczba dni mroźnych ok. 40 (tab. 5) i bardzo mroźnych ok. 15-17 (tab. 6), długi okres bezprzymrozkowy w odniesieniu do przymrozków na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu (ok. 150-170, tab. 7) oraz stosunkowo długie lato (ok. 90) i krótka zima (ok. 80, tab. 8).

Na szczególną uwagę zasługuje stosunkowo duża liczba dni gorących ok. 40 (tab. 9) i upalnych ok. 5 (tab. 10).

Odpowiednio do warunków termicznych kształtują się tu stosunki wilgotnościowe. Ogólnie biorąc występują tu jeśli nie najniższe to bardzo zaniżone wartości wilgotności względnej (średnio od ok. 70% w maju i czerwcu do ok. 90% w listopadzie, grudniu i styczniu, tab. 11) i najwyższe wartości niedosytu wilgotności powietrza (odpowiednio ok. 1,0 hPa do 6,0 hPa, tab. 12).

Pod względem zachmurzenia badany makroregion nie wykazuje istotnych różnic w porównaniu z sąsiednimi zwłaszcza w średnich rocznych (ok. 6,5), z tym, że w niektórych miesiącach zimowych wyróżnia się Równina Łowicko-Błońska jako pogodniejsza (tab. 13), co znajduje potwierdzenie w zwiększonej liczbie dni pogodnych (tab. 14) i w mniejszej ilości dni pochmurnych (tab. 15).

Z kolei roczne sumy opadu są w tym makroregionie zdecydowanie niższe niż w pozostałych zwłaszcza w porównaniu z Niziną Południowopodlaską (średnia ok. 500 mm, tab. 16). Wyjątek stanowią okolice Legionowa mające najniższe sumy opadu – poniżej 450 mm (448 – Legionowo). Jest to makroregion o stosunkowo małej liczbie dni z opadem drobnym ok. 150, średnim ok. 90 (tab. 17) i o dużym natężeniu ok. 10 (tab. 18). Część środkowa wyróżnia się ponadto największą liczbą dni z burzami ok. 26 w roku. Pokrywa śnieżna występuje tu później niż w makroregionie Północno i Południowopodlaskim, natomiast wcześniej w stosunku do Niziny Południowowielkopolskiej; termin jej zaniku zaś przypada prawie jednocześnie jak w makroregionach wschodnich i północnych. Najwięcej dni z pokrywą śnieżną występuje w okresie właściwej zimy (styczeń, luty) a średnio w roku w liczbie 60 (tab. 19).

Na wszystkich rozpatrywanych stacjach tego makroregionu podobnie zresztą jak w pozostałych notowane są najczęściej wiatry z sektora zachodniego (tab. 20-26) a w nim z kierunku zachodniego (od 19,2% – Warszawa Okęcie i Błonie Topola do 21,4% – Skierniewice) oraz południowo-zachodnie (od 12,2% – Warszawa Okęcie do 18,4% – Warszawa Bielany) oprócz Niepokalanowa (NW 16,2%). Najmniejsza zaś częstość przypada przeważnie na kierunek południowy (od 5,6% – Błonie Topola do 7,3% – Legionowo i 6,7% – Niepokalanów) i północny (od 5,6% – Skierniewice do 5,8% Warszawa Okęcie). Tylko w Brwinowie jest najmniej wiatrów północnowschodnich (4,4%). Wiatry z sektora zachodniego są szczególnie często w okresie zimy, lata i jesieni (powyżej 20%). Udział tych wiatrów zdecydowanie zmniejsza się w okresie wiosny (marzec, kwiecień 6-19%). Pod względem największej częstości występowania cisz wyróżnia się centrum makroregionu (13,1% Warszawa Bielany, 10,5% Brwinów, Warszawa Okęcie) oraz zachodnia część Niziny Łowicko-Błońskiej (10,9% – Błonie Topola). Prędkość wiatru wykazuje największą zależność od lokalizacji stacji.

Na szczególną uwagę zasługuje Kotlina Warszawska z najniższymi prędkościami (1,6 m/s Nowy Dwór) i Równina Warszawska z największymi prędkościami (4,0 m/s – Warszawa Okęcie, tab. 27).

W obrębie poszczególnych mezoregionów występują znaczne odchylenia wartości poszczególnych elementów meteorologicznych (temperatura, wilgotność, zachmurzenie, opad, wiatr) od przeciętnych dla całego makroregionu – spowodowane warunkami lokalnymi. Najbardziej niekorzystny klimat lokalny ma Dolina Dolnego Bugu, co widać na przykładzie stacji w Wyszku, z uwagi na niższe temperatury i na dłuższy okres

przymrozkowy, wyższą wilgotność, większe sumy opadu, dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej i mniejsze prędkości wiatru.

Znacznie korzystniejsze warunki klimatyczne panują w Kotlinie Warszawskiej, co widać na przykładzie stacji w Nowym Dworze i Legionowie. Pierwsza z nich charakterystyczna jest dla terenów niżej położonych w bliższym sąsiedztwie Wisły, druga zaś wyżej o 23 m w terenie suchym.

Porównanie danych meteorologicznych tych stacji z sąsiednimi wykazało, że w wschodniej części Kotliny Warszawskiej panują warunki zbliżone do obserwowanych na Równinie Warszawskiej, natomiast w pozostałej części należy spodziewać się większej wilgotności, zachmurzenia, mniejszych prędkości wiatru, częstych mgieł, mniejszej liczby dni z burzami, wyższych opadów i większej liczby dni z opadami.

Na tę odrębność klimatu lokalnego Kotliny Warszawskiej wpływa dodatkowo kompleks leśny Puszczy Kampinoskiej i sporo terenów podmokłych. Z mezoregionów położonych w dolinach rzecznych najkorzystniejsze warunki klimatyczne występują w Dolinie Środkowej Wisły.

Do obszarów o odmiennych warunkach klimatycznych należy zaliczyć Równinę Warszawską, a zwłaszcza jej północną część – jako obszar najcieplejszy i najsuchszy o zwiększonym zachmurzeniu i opadach, w porównaniu z pozostałymi mezoregionami Niziny Środkowomazowieckiej. Na klimat tego mezoregionu duży wpływ wywiera aglomeracja miejska Warszawy, co widać na przykładzie 3 stacji leżących na terenie miasta: Warszawa Bielany, Obserwatorium i Okęcie. Dotychczasowe badania wykazały, że wielka Warszawa to źródło ogromnych zaburzeń w normalnym biegu elementów klimatologicznych. Miasto wytwarza swoiste cechy klimatu nie tylko w skali lokalnej, modyfikuje także cechy pierwotne klimatu właściwego dla danego obszaru i narzuca je w mniejszym lub większym stopniu nawet okolicom pozamiejskim. Warszawa oddziałuje na klimat nie tylko poprzez zabudowę ale przez wytwarzanie olbrzymiej ilości zanieczyszczeń, które wywołują zmiany w bilansie promieniowania słonecznego, hamując z jednej strony dopływ promieniowania bezpośredniego zwłaszcza krótkofalowego, a z drugiej – chroniąc przed wypromieniowaniem. Chronią przed utratą ciepła pochłanianego (promienie długofalowe) i zatrzymują je w warstwie powietrza stagnującego nad miastem. Te zmiany w bilansie promieniowania rzutują na reżim cieplny miasta, nieznacznie wpływając na temperatury maksymalne a wyraźnie podwyższając minimalne.

Różnie oświetlone i ogrzewane przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne fragmenty miasta wzmagają turbulencję i wywołują prądy konwekcyjne, które wynoszą pyły na większe wysokości, przyczyniając się do intensywnej kondensacji pary wodnej i wzrostu zachmurzenia nad miastem. Z kolei większe zachmurzenie daje asumpt do nieznacznie większych sum opadowych, a zwłaszcza do wzrostu intensywności opadów obfitych i wzrostu opadów drobnych.

Warszawa stanowi przeszkodę dla swobodnego przepływu powietrza, toteż silnie zmniejsza prędkość wiatru, odkształca jego kierunek, wytwarza zawirowania po stronie dowietrznej i zawietrznej, a w niektórych partiach zastoiska powietrza – źle wentylowane.

Wobec tak wielkiej roli Warszawy w wytwarzaniu swoistych cech klimatu lokalnego Równiny Warszawskiej i mezoregionów sąsiednich wydaje się, że celowe było

omówienie dość szczegółowe wpływu miasta na kształtowanie się poszczególnych elementów klimatologicznych.

Pod względem warunków termicznych do mezoregionu Równiny Warszawskiej najbardziej jest zbliżony mezoregion Równiny Łowicko-Błońskiej zwłaszcza jego wschodnia część, co widać na przykładzie Brwinowa i Niepokalanowa. Niewielkie różnice na niekorzyść zachodniej i środkowej części zaznaczają się w zimie i na wiosnę – nieco większe w lecie.

Zachmurzenie jest tu zbliżone do obserwowanego w południowej części Równiny Warszawskiej. Pod względem wysokości opadu mezoregion ten można podzielić na 3 części: zachodnią i wschodnią, gdzie opad jest wyższy (powyżej 500 mm) i środkową – bardziej suchą (opad poniżej 500 mm). W mezoregionie tym notuje się stosunkowo duże prędkości wiatru, większe niż we wschodnich i południowych mezoregionach, co nie znajduje potwierdzenia w częstości występowania cisz.

Podobny rozkład wartości badanych parametrów meteorologicznych jak w zachodniej części Równiny Łowicko-Błońskiej spotkać można dodatkowo na Równinie Kutnowskiej. Wynika to z układu izarytm, gdyż na szczegółową charakterystykę klimatu tego obszaru nie pozwala brak stacji meteorologicznych. Podobna uwaga dotyczy Równiny Wołomińskiej i Garwolińskiej, z tym, że w tych mezoregionach istnieją mniej korzystne stosunki termiczne – szczególnie w zimie. Ponadto o niekorzystnych warunkach tych mezoregionów świadczy dłuższy okres przymrozkowy, znacznie więcej dni mroźnych i bardzo mroźnych, większe sumy opadu oraz dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Warszawy i strefy podmiejskiej oraz Doliny Wisły i Bugu

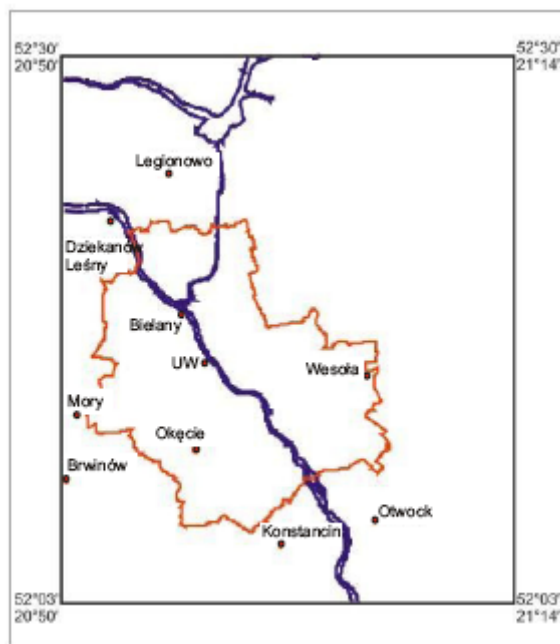
1. Obiektem szczegółowych badań Zakładu Klimatologii UW na Nizinie Środkowomazowieckiej była, jest i nadal będzie Warszawa położona na pograniczu 3 mezoregionów: Niziny Warszawskiej, Kotliny Warszawskiej i Doliny Środkowej Wisły. Za syntezę dotychczasowych badań klimatu lokalnego Warszawy można uznać T. XXII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, p.t.: *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*, (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), Wyd. UW, 2008, ss. 332.

W opracowaniach dotyczących zróżnicowania warunków w obrębie miasta oparto się głównie na badaniach własnych prowadzonych w wielu osiedlach Warszawy o różnym typie zabudowy (o różnej wysokości, zwartości i z różnym udziałem zieleni).

Badania te przeprowadzono w takich osiedlach jak: Sady Żoliborskie, osiedle Szwoleżerów, Stawki, Chomiczówka, Stegny, Służew nad Dolinką, fragmenty śródmieścia, osiedle willowe Olimpijska na Mokotowie. Przeprowadzono również badania profilowe przez miasto: północ-południe i wschód-zachód, badano też warunki mikroklimatyczne Skarpy Wiślanej. Starano się m. in. określić pewne cechy miejskiej wyspy ciepła i jej intensywność w ciągu roku w zależności od sytuacji pogodowej. Podstawą oceny zarówno intensywności wyspy ciepła, jak i skutków jej występowania były różnice temperatury ΔT , obliczone w stosunku do stacji peryferyjnej Warszawa-Okęcie dla całego miasta oraz różnych jego fragmentów.

2. Ważne wyniki badań terenowych zamieszczono w T. XXIV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*. (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), Wyd. UW, 2010, ss. 333.

W pracy określono cechy specyficzne klimatu i bioklimatu miejscowości podwarszawskich, w zależności od ich lokalizacji względem Warszawy. Jest nim też próba określenia zasięgu oddziaływania miasta na tereny otaczające. Problemy te rozwiązano na przykładzie 7 miejscowości z okolic Warszawy i dzielnicy peryferyjnej Okęcie (rys. 2).



Rys. 2. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Warszawie i w miejscowościach strefy podmiejskiej

Klimat i bioklimat **Konstancina** badano w różnych skalach czasowych i przestrzennych. Najpierw przedstawiono ogólną charakterystykę bioklimatu Śródmieścia Warszawy w latach 1951-1960 i uzdrowiska Konstancin w roku 1972. Później zajęto się zróżnicowaniem klimatu lokalnego i warunkami klimatoterapii w uzdrowisku. Na uwagę zasługują też wyniki badań mikroklimatu pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej i południowej w odniesieniu do stanu atmosfery w otoczeniu. Podstawę analiz stanowiły własne wyniki badań eksperymentalnych. Niektóre z tych prac wykonano na zamówienie Władz Uzdrawiska Konstancin.

Klimat **Wesołej k. Warszawy** był badany tylko w 1 pracy magisterskiej, wykonanej na podstawie rocznej serii pomiarów. Zbadano w niej dobowe i roczne zmiany podstawowych elementów meteorologicznych. Istotną część pracy stanowi mapa topoklimatów. Celem pracy jest określenie klimatu lokalnego Wesołej oraz jego zróżnicowania przestrzennego na podstawie własnych pomiarów. Istotne jest też stwierdzenie różnic

między warunkami klimatycznymi w niewielkim mieście, jakim jest Wesola i klimatem miejskim dużego sąsiadującego z nią miasta – Warszawy. Ponadto zbadano wpływ Warszawy na kształtowanie się zmian poszczególnych elementów meteorologicznych w Wesolej.

Klimat w **Morach** opracowano na podstawie danych z posterunku klimatologicznego założonego przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Celem przeprowadzonych pomiarów była charakterystyka meteorologiczna sezonu grzewczego 1976-1977. Miała ona posłużyć Instytutowi Energetyki jako materiał wyjściowy do prac nad nowymi systemami wykorzystania źródeł ciepła oraz poszukiwania optymalnych sposobów gospodarowania energią elektryczną. W dwóch pracach magisterskich badano oddzielnie warunki termiczne i wilgotnościowe, przedstawiając średnie miesięczne, dekadowe oraz przebiegi dobowe temperatury i wilgotności powietrza. Określono też ich zależność od kierunku i prędkości wiatru. Uzyskane wyniki badań uzupełniono, zamieszczając odpowiednie charakterystyki 10-letnie 1961-1970 ze stacji śródmiejskiej Warszawa-Uniwersytet i peryferyjnej Warszawa-Okęcie.

3. Wyniki badań eksperymentalnych przeprowadzonych w Dolinie Środkowej Wisły w okolicy **Wyszogrodu** (skrót 3 prac magisterskich) opublikowano w T. XXVI-XXVII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, p.t.: *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błazek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), Wyd. UW, 2012, ss. 596.

W związku z zamierzeniem budowy stopnia spiętrzającego wodę na Wiśle w Wyszogrodzie, wykonano wiele opracowań klimatycznych dotyczących doliny Wisły, aby później można było wykazać zmiany w klimacie lokalnym spowodowane zwiększeniem powierzchni wody.

Pomiary meteorologiczne prowadzono we wsiach: Kromnów i Zdziarka (w lipcu i sierpniu 1967 oraz lipcu 1968) oraz we wsi Modzerowo (w lipcu 1967 r.).

Obserwacje prowadzone były codziennie w dziewięciu terminach: 6³⁹, 9⁰⁰, 11⁰⁰, 12³⁹, 14⁰⁰, 15⁰⁰, 16⁰⁰, 19⁰⁰, 20³⁹, a w 4 dniach miesiąca (5, 10, 20, 25) tzw. 4 dniach alertowych – co godzinę. Materiałem wyjściowym opracowania są wartości temperatury uzyskane z odczytów termometru suchego psychrometru Assmana na wysokościach 0,25, 1,5 i 2,0 m i termometrów ekstremalnych (maksymalnego i minimalnego). Psychrometr Augusta umieszczony był w dużej klatce na wysokości 2,0 m (tylko w punktach bazowych).

Prędkość wiatru mierzono za pomocą ręcznego anemometru Robinsona na poziomie około 2 m, a kierunek wiatru wyznaczano z dokładnością do 16 kierunków.

Obserwacje zachmurzenia odbywały się także 9 razy w ciągu dnia lub co godzinę w ciągu całej doby oraz w terminach klimatologicznych. Pomiary wielkości opadów dokonywano dwa razy w ciągu doby o 7⁰⁰ i 19⁰⁰. Sumę opadów z godziny rannej zaliczono do sumy za dobę minioną, a wieczorną – do doby trwającej.

Głównym celem pracy **Barbary Walczak** pt. *Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Część pierwsza: Stosunki termiczne* (1971) jest przedstawienie stosunków termicznych, ich zróżnicowania w zależności od sytuacji synoptycznej, pory dnia, wysokości n.p.g. i charakteru podłoża oraz zróżnicowania lokalnego temperatury wzdłuż wybranego profilu.

Na każdej stacji wzrost temperatury z godziny na godzinę przed południem był większy, aniżeli jej spadek popołudniowy. Na podstawie analizy temperatury na różnych poziomach obserwacyjnych (0,25; 1,5; 2,0; m n.p.g.), uwidoczniła się stratyfikacja pionowa. Maksymalna różnica między poziomami 0,25 i 1,5 m wyniosła 1,5° w Modzerowie (sierpień 1967).

W pracy **Barbary Wierzchowskiej** *Przyczynki do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. II. Stosunki wilgotnościowe i anemometryczne* (1970) przedstawiono warunki wilgotnościowe i anemometryczne na tym terenie w miesiącach letnich oraz określono ich zróżnicowanie w zależności od sytuacji synoptycznej, pory dnia, wysokości nad poziomem gruntu i charakteru podłoża.

Przebieg dobowy ciśnienia pary wodnej charakteryzował się dwoma kulminacjami: pierwsza między godziną 7⁰⁰ a 8⁰⁰, druga między 19⁰⁰ a 20⁰⁰, oraz dwoma minimami: w 14⁰⁰-16⁰⁰ i przed wschodem Słońca. Niezależnie od sytuacji synoptycznej wilgotność powietrza była z reguły najniższa w godzinach około południowych zaś najwyższa w godzinach wieczornych i wczesnorannych. Maksimum niedosytu wilgotności powietrza a minimum wilgotności względnej obserwowano najczęściej w terminach 14⁰⁰-16⁰⁰, gdy tymczasem minimum Δ a maksimum f tuż przed wschodem słońca.

Wilgotność powietrza wykazuje wyraźną stratyfikację pionową, z reguły najwyższa jest na poziomie 0,25 m nad powierzchnią gruntu, natomiast w miarę wzrostu wilgotność maleje i na wysokości 2,0 m osiąga najniższe wartości.

Celem pracy **Jolanty Różyckiej** *Przyczynki do poznania klimatu doliny środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Część III. Stosunki nefologiczne i opadowe* (1970) jest przedstawienie stosunków nefologicznych i opadowych w okolicy Wyszogrodu w okresie letnim. W lipcu 1967 r. wyraźnie zaznaczył się typ konwekcyjny, bowiem na wszystkich posterunkach górowały maksima południowe i minima około północy. W lipcu 1968 r. na ekstremalne wielkości zachmurzenia wpłynęły przede wszystkim chmury warstwowe, dlatego maksima występowały przed północą, a minima nad ranem.

Przebieg dzienny zachmurzenia charakterystyczny był w obydwu badanych miesiącach dla zachmurzenia typu konwekcyjnego. Wyrazem tego jest wzrost zachmurzenia od ранней obserwacji, aż do osiągnięcia maksimum o godz. 12³⁰, po czym zaznaczył się jego spadek i zanik po zachodzie Słońca.

Warunki lokalne wpływają na rozkład sum opadu tylko w przypadku, gdy jest on o dużym natężeniu i w miarę długotrwały: przy słabych opadach zależności tej nie dało się stwierdzić. Wpływ doliny Wisły i „ściany” Puszczy Kampinoskiej zaznaczył się tylko przy silnych opadach.

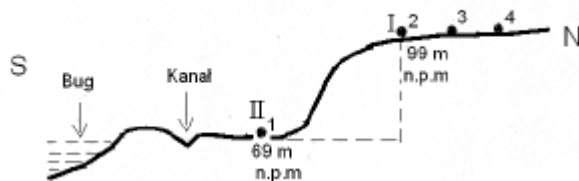
4. Niektóre wyniki badań eksperymentalnych prowadzonych w dolinie Bugu również opublikowano w T. XXVI-XXVII *Atlasu*. Celem pracy **Elżbiety Tchórzewskiej** p.t. *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych, położonych nad Bugiem i Narwią. Część III: Opady, szata i pokrywa śnieżna oraz wybrane zjawiska (1951-1960)* (1963) było poznanie klimatu lokalnego doliny Bugu, oraz porównanie mikroklimatów wysoczyzny i dna doliny.

Poznanie specyficznych cech przebiegu poszczególnych elementów klimatu, w obrębie dużych dolin rzecznych było szczególnie ważne, ze względu na rozwój prac zmierzających do uregulowania stosunków wodnych na tych terenach.

Dobrano stacje, które umożliwiają najdokładniej określić różnice między warunkami klimatycznymi doliny środkowej Wisły, dolnego Bugu i Narwi, a przebiegiem elementów klimatu na przyległych wysoczyznach.

Badania przeprowadzone w miejscowości **Modlin** (w różnych miesiącach roku 1962) obejmują zagadnienia dotyczące opadów, szaty i pokrywy śnieżnej oraz burz i mgieł na wyżej wymienionym terenie.

W miejscu, gdzie wyznaczony został profil badań, dolina Bugu ma szczególny układ. Taras zalewowy tworzy płaską, podmokłą równinę, nad którą wznosi się wysoka stromą skarpą. Punkty obserwacyjne zostały wyznaczone: na wysokim tarasie (który w dalszym ciągu opracowania będzie nazywany punktem na wysoczyźnie) i na tarasie zalewowym – na dnie doliny (rys. 3).



Rys. 3. Przekrój doliny Bugu

Największą wartość przedstawiają dwutygodniowe serie obserwacji w lipcu i sierpniu 1962 r. Pomiary obejmowały temperaturę minimalną i maksymalną (w klatce na wysokości 1 m), pomiary psychrometryczne (Assmana) na wysokościach 1,5 m i 0,5 m nad powierzchnią gruntu, prędkość wiatru (mierzona anemometrem ręcznym), wysokość opadu oraz obserwacje kierunku wiatru, wielkości i rodzaju zachmurzenia, mgieł, rosy. Pomiary w lipcu prowadzone były w godzinach od 4 do 22; co godzinę na dnie doliny, co pół godziny w punkcie nr I (podstawowym). Podczas pozostałych serii obserwacje wykonywano co godzinę na stanowisku nr I, w punkcie nr II trzy razy dziennie w terminach klimatologicznych.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bł. Top.	-2,8	-3,3	0,6	7,4	12,3	16,9	17,9	17,2	13,2	8,1	3,2	0,5	7,6
Brwinów	-2,8	-3,3	0,5	7,7	12,5	17,1	18,1	17,3	13,4	8,4	3,2	-0,5	7,6
Legionowo	-3,1	-3,7	0,2	7,7	12,9	17,6	18,7	17,7	13,5	8,3	3,0	-0,7	7,7
Łowicz	-2,4	-2,7	0,8	8,2	12,8	17,3	18,6	17,7	13,8	8,6	3,5	-0,5	8,0
Młochów	-3,2	-3,3	0,2	7,2	12,2	16,7	17,9	16,9	13,4	8,3	3,0	-0,8	7,4
Niepokal.	-2,8	-3,3	0,8	7,6	12,6	17,0	18,1	17,2	13,2	8,2	3,2	-0,4	7,6
N. Dwór	-2,8	-3,4	0,4	7,9	13,0	17,6	18,7	17,7	13,4	8,3	3,2	-0,5	7,8
Skierniew.	-2,9	-3,3	0,1	7,5	12,5	16,9	18,0	17,4	13,4	8,3	3,2	0,4	7,6
Warszawa. B.	-2,8	-3,2	0,6	8,0	13,1	17,8	18,9	17,9	13,8	8,6	3,3	-0,5	8,0
Warsz. Obs. .	-2,7	-3,1	0,5	8,1	13,2	17,6	18,8	17,9	13,8	8,6	3,5	-0,3	8,0
Warsz. Ok.	-3,0	-3,5	0,2	7,7	12,7	17,2	18,4	17,4	13,3	8,2	3,1	-0,6	7,6
Warka	-3,7	-3,6	0,4	7,5	12,6	16,9	18,2	17,1	13,1	8,3	3,2	-1,0	7,5
Wyszków	-3,6	-4,3	-0,2	7,3	12,5	17,0	18,2	16,9	12,8	8,0	2,8	-0,9	7,4

Tabela 2. Średnia miesięczna i roczna temperatura maksymalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Top.	-0,2	0,0	4,5	12,6	17,7	22,5	23,6	23,2	19,4	12,3	5,3	1,4	11,9
Brwinów	-0,3	-0,1	4,5	12,8	17,9	22,5	23,5	23,0	19,1	13,8	5,8	1,8	12,0
Legionowo	-0,6	-0,6	4,2	12,7	17,9	22,8	23,9	23,1	19,2	12,9	5,4	1,5	11,9
Łowicz	0,1	0,8	4,5	12,8	18,0	23,1	24,0	23,8	20,0	13,6	6,2	2,3	12,4
Młochów	-0,6	-0,5	4,2	12,4	17,7	22,8	23,3	22,6	19,0	13,1	5,7	1,7	11,7
Niepokal.	0,0	0,1	3,9	12,9	18,0	22,7	23,7	23,2	19,4	13,5	5,9	2,0	12,1
N. Dwór	-0,5	-0,7	4,2	13,0	18,0	22,8	23,7	23,2	19,3	13,0	5,4	1,5	11,9
Skierniew.	-0,3	-0,2	4,3	12,5	17,5	22,1	23,3	22,9	18,9	13,1	5,5	1,6	11,8
Warsz. B.	-0,5	-0,4	4,2	12,5	17,9	22,7	23,6	22,7	18,8	12,4	5,2	1,5	11,7
Warsz. Obs.	-0,2	0,0	4,6	13,0	18,4	23,2	24,0	23,4	19,3	13,1	5,8	1,8	12,2
Warsz. Ok.	-0,5	-0,4	4,1	12,6	17,7	22,4	23,6	22,9	18,9	12,9	5,7	1,5	11,8
Warka	-0,6	0,2	4,5	12,5	18,2	22,8	24,0	22,8	19,5	13,5	5,8	1,4	12,0
Wyszaków	-1,0	-1,0	4,3	12,5	15,9	22,8	23,9	22,8	18,4	12,9	5,5	1,1	11,5

Tabela 3. Średnia miesięczna i roczna temperatura minimalna (°C)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Top.	-5,7	-6,9	-3,0	2,6	6,6	10,7	12,3	11,8	8,2	3,8	0,5	-2,9	3,2
Brwinów	-5,6	-6,7	-3,1	3,0	7,1	11,4	12,8	12,4	8,8	4,4	0,8	-2,8	3,5
Legionowo	-5,9	-7,1	-3,5	2,8	7,3	11,6	13,2	12,6	8,8	4,2	0,5	-3,1	3,5
Łowicz	-5,5	-7,0	-3,0	3,0	7,2	11,2	12,2	12,7	8,9	4,0	1,3	-2,6	3,5
Młochów	-5,9	-7,1	-3,3	2,8	7,2	11,4	13,1	12,6	9,1	4,6	0,6	-3,0	3,5
Niepokal.	-5,8	-6,9	-3,1	2,7	6,9	11,1	12,5	11,9	8,3	3,9	0,6	-3,0	3,2
N. Dwór	-5,7	-6,9	-3,2	3,4	7,8	12,0	13,4	12,8	8,8	4,1	0,7	-2,7	3,7
Skierniewice	-5,8	-6,8	-3,0	2,9	7,2	11,2	12,8	12,4	8,9	4,2	0,6	-2,9	3,5
Warsza. B.	-5,3	-6,3	-2,9	3,6	8,1	12,5	13,3	13,3	9,5	5,0	1,0	-2,6	4,2
Warsz. Obs.	-5,3	-6,1	-2,9	3,5	8,2	12,6	14,3	13,4	9,6	4,9	1,0	-2,6	4,2
Warsz. Ok.	-5,9	-6,8	-3,3	2,8	7,3	11,5	12,9	12,3	8,5	4,0	0,5	-3,1	3,4
Warka	-6,5	-7,4	-3,5	2,7	7,0	11,0	12,6	12,1	8,2	4,0	0,6	-3,8	3,1
Wyszaków	-6,8	-8,3	-4,2	3,0	6,7	10,9	12,4	11,7	7,8	3,6	0,3	-3,9	2,8

Tabela 4. Absolutnie najwyższe maksima i minima temperatury (°C) (1951-1960)

	max		min	
Błonie Topola	16,1	13 VIII 1952	-27,8	27 I 1954
Legionowo	35,9	13 VII 1959	-28,0	31 I 1956
Skierniewice	36,5	3 IX 1953	-27,7	11 II 1956
Warszawa Okęcie	35,1	7 VII 1952 i 13 VII 1959	-27,1	31 I 1956

Tabela 5. Liczba dni z temperaturą max < 0°C (1951-1960)

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
Błonie Topola	0,1	1,4	5,4	11,4	10,1	5,1	-	33,5
Brwinów	0,1	2,1	6,0	12,7	12,3	6,0	-	39,2
Legionowo	0,1	2,6	7,3	12,7	13,8	6,7	-	43,2
Skierniewice	0,1	2,9	7,0	12,2	10,7	8,0	-	40,9
Warszawa B.	0,1	2,5	7,0	12,7	12,8	6,7	0,1	41,9
Warszawa Obs.	0,1	1,8	5,9	12,1	11,7	5,2	-	36,8
Warszawa Okęcie	0,1	2,3	6,5	12,3	12,6	7,1	-	40,9

Tabela 6. Liczba dni bardzo mroźnych z temperaturą min < -10°C (1951-1960)

	XI	XII	I	II	III	Rok
Brwinów	0,1	1,3	4,7	8,4	2,7	17,2
Legionowo	0,1	1,3	5,0	8,6	2,6	17,6
Warszawa Bielany	-	1,3	4,0	7,3	2,0	14,6
Warszawa Obserwatorium	-	1,2	4,0	7,6	2,1	14,9
Warszawa Okęcie	-	1,2	5,2	8,5	2,4	17,3

Tabela 7. Okres występowania przymrozków na wysokości 2 m n.p.g. (1951-1960)

	Jesienny	Wiosenny	Okres bezprzym..
Błonie Topola	6 X	4 V	154
Skierniewice	17 X	30 IV	169
Warszawa Okęcie	14 X	27 IV	169

Tabela 8. Termiczne pory roku i okres ich występowania (1951-1960)

	zima			wiosna			lato			jesień		
	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d	p	k	l.d
Błonie T.	20 XII	10 III	81	10 IV	1 VI	53	2 VI	31 VIII	91	1 IX	27 X	57
Legionowo	18 XII	13 III	86	5 IV	28 V	54	29 V	1 IX	96	2 IX	1 XI	61
Niepokal.	23 XII	11 III	79	5 IV	31 V	57	1 VI	30 VIII	91	31 VIII	2 XI	64
Skierniew.	21XII	9 III	79	5 IV	1 VI	58	2 VI	1 IX	92	2 IX	2 XI	62
Warsz. Ok.	19 XII	12 III	84	5 IV	29 V	55	30 V	1 IX	95	2 IX	1 XI	61

Tabela 9. Liczba dni z temperaturą maksymalną > 25°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Błonie Topola	0,5	2,0	9,5	12,5	10,0	3,7	0,1	38,7
Brwinów	0,7	2,5	7,9	9,6	8,6	3,4	0,1	32,8
Legionowo	0,7	2,9	9,0	10,8	10,1	3,8	0,1	37,4
Łowicz	0,7	1,6	7,7	10,8	8,3	3,1	-	32,2
Młochów	0,7	2,5	8,2	10,8	8,4	3,0	-	35,5
Niepokalanów	0,7	2,3	8,7	11,3	10,4	3,5	0,1	37,1
Nowy Dwór	1,0	2,2	10,6	11,0	8,2	3,4	-	36,4
Skierniewice	0,5	1,8	7,7	10,5	9,1	3,3	-	32,9
Warszawa B.	0,7	2,5	8,9	11,7	9,5	3,6	0,1	37,0
Warszawa Obserw.	0,9	3,1	9,9	12,3	10,8	3,6	-	40,6
Warszawa Okęcie	0,5	2,4	8,1	11,1	9,5	3,5	0,1	35,2
Warka	1,1	3,3	9,9	12,6	9,4	2,9	0,1	39,3
Wyszaków	0,8	2,8	9,1	11,4	8,7	3,2	-	36,0

Tabela 10. Liczba dni gorących z temperaturą max > 30°C

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Błonie Top	-	0,1	0,7	2,4	1,4	0,5	-	5,1
Skierniewice	-	0,1	0,6	2,2	1,1	0,5	-	4,5
Warszawa Okęcie	-	0,2	0,5	2,2	1,2	0,5	-	4,6

Tabela 11. Średnia miesięczna i roczna wilgotności względnej (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	88	87	85	78	74	74	76	78	81	84	90	90	82
Brwinów	85	85	79	74	73	74	75	76	79	83	88	87	80
Legionowo	87	86	78	71	67	67	70	73	76	82	88	88	78
Łowicz	87	87	84	80	73	74	74	76	77	81	88	92	81
Młochów	77	75	81	74	69	72	77	75	77	81	88	89	80
Niepokalanów	84	84	79	74	72	72	70	77	79	81	87	86	79
Nowy Dwór	86	86	78	74	70	69	74	76	79	82	86	88	79
Skierniewice	86	85	81	74	71	71	73	74	78	82	88	88	79
Warszawa Biel.	84	83	76	69	65	67	70	73	77	82	86	87	77
Warszawa Obs.	87	86	80	73	72	72	75	77	80	85	89	90	81
Warszawa Ok.	86	85	78	73	70	70	72	75	78	82	87	88	79
Warka	85	84	79	75	74	74	76	78	80	84	88	87	80
Wyszków	88	88	82	74	73	73	75	79	81	85	90	90	81

Tabela 12. Średni miesięczny i roczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	0,6	0,6	1,0	2,2	4,6	6,0	6,0	5,4	3,7	2,2	0,9	0,6	2,8
Brwinów	0,8	0,8	1,6	3,4	4,8	6,0	6,2	5,7	4,0	2,3	1,0	0,8	3,1
Legionowo	0,7	0,7	1,6	3,8	5,7	7,7	7,6	6,6	4,6	2,4	1,0	0,7	3,6
Łowicz	0,7	0,9	1,4	2,8	4,9	6,2	6,1	5,4	4,0	2,6	0,9	0,7	3,1
Młochów	0,8	0,8	1,5	3,2	5,2	6,0	6,0	5,7	4,0	2,4	0,9	0,7	3,1
Niepokalanów	0,8	0,9	1,7	3,6	4,9	6,3	6,3	5,7	4,1	2,5	1,2	0,8	3,3
Nowy Dwór	0,8	0,7	1,7	3,3	5,3	6,8	6,0	5,7	3,8	2,2	1,1	0,8	3,2
Skierniewice	0,8	0,8	1,4	3,4	5,0	6,5	6,7	6,2	4,3	2,4	1,0	0,7	3,2
Warsz. Biel.	0,8	0,8	1,8	4,1	5,8	7,9	7,6	6,5	4,5	2,5	1,2	0,8	3,7
Warszawa Obs.	0,6	0,7	1,6	3,7	5,1	6,7	6,3	5,7	4,0	2,1	0,9	0,7	3,2
Warszawa Ok.	0,7	0,7	1,6	3,6	5,2	7,0	6,9	6,2	4,2	2,4	1,1	0,7	3,4
Warka	1,1	1,2	1,6	3,3	4,4	5,9	5,7	4,9	3,8	2,2	1,1	0,9	3,0
Wyszków	0,6	0,6	1,3	3,4	4,8	6,3	6,4	5,4	3,6	2,1	0,9	0,5	3,0

Tabela 13. Średnie miesięczne i roczne zachmurzenie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	7,3	7,0	5,9	5,7	5,8	5,3	5,6	5,4	5,0	6,0	7,8	7,8	6,2
Brwinów	7,74	7,2	6,2	6,3	6,2	5,9	5,9	5,8	5,3	6,5	8,0	7,9	6,5
Legionowo	7,6	7,5	6,3	6,1	6,3	5,9	6,1	5,9	5,4	6,4	8,1	8,0	6,6
Łowicz	7,7	7,3	6,2	6,3	6,0	5,4	5,7	5,9	5,3	6,3	7,9	7,8	6,5
Młochów	7,8	7,6	6,4	6,4	6,5	6,0	6,4	6,1	5,8	6,8	8,4	8,5	6,8
Niepokalanów	7,0	6,9	5,7	5,5	5,5	4,9	5,2	5,1	4,7	5,6	7,6	7,5	5,9
Nowy Dwór	7,3	7,1	5,8	5,5	6,0	5,6	5,9	5,8	5,1	6,2	8,0	8,0	6,4
Skierniewice	7,5	7,4	6,2	5,9	6,3	5,7	6,1	5,9	6,1	6,3	8,1	8,1	6,6
Warszawa Biel.	7,8	7,8	6,7	6,4	6,4	6,1	6,2	6,1	5,6	6,6	8,2	8,3	6,8
Warszawa Obs.	7,4	7,2	6,0	5,6	5,9	5,2	5,6	5,2	5,0	6,0	8,0	8,1	6,4
Warszawa Ok.	7,6	7,4	6,4	6,3	6,2	5,8	6,0	5,8	5,4	6,2	8,1	8,1	6,6
Warka	7,3	7,1	6,0	6,1	6,0	5,6	5,7	5,8	4,3	5,9	8,0	7,7	6,3
Wyszków	7,6	6,7	5,9	5,9	5,9	5,4	5,8	5,7	5,0	6,4	8,3	8,2	6,4

Tabela 14. Liczba dni pogodnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	2,7	3,1	5,9	5,5	3,6	4,3	4,3	3,6	6,7	4,2	1,3	1,7	46,9
Brwinów	2,7	2,7	5,1	3,3	3,3	4,0	4,1	3,3	5,9	4,0	1,5	1,5	41,4
Legionowo	1,7	1,3	4,1	3,5	1,8	2,3	2,4	2,0	4,7	2,8	0,6	0,8	28,0
Łowicz	0,9	1,4	3,1	2,7	2,2	2,6	3,1	2,0	4,3	2,9	0,4	0,8	26,3
Młochów	1,5	2,0	4,2	3,5	2,5	3,5	3,5	2,9	4,6	2,6	1,3	1,0	33,1
Niepokalanów	2,7	2,9	6,2	4,7	4,3	4,5	4,3	4,2	6,7	5,3	2,3	1,7	49,9
Nowy Dwór	2,5	2,4	6,1	5,1	3,5	3,6	2,7	4,2	6,1	4,4	1,5	1,8	43,9
Skierniewice	1,6	1,7	5,2	4,2	2,1	3,7	3,1	2,6	5,6	3,8	1,3	1,0	35,9
Warszawa B.	1,4	1,3	3,7	2,8	2,5	2,5	2,3	2,4	4,0	3,0	0,7	0,9	27,5
Warszawa Obs.	2,5	2,9	6,1	5,9	5,5	5,9	5,0	6,2	6,9	5,1	2,0	1,7	56,3
Warszawa Ok.	1,9	2,1	3,9	3,1	1,9	2,2	2,4	2,2	4,6	3,3	0,9	1,3	29,8
Warka	3,0	2,9	6,0	4,9	3,8	4,6	3,6	3,4	7,9	4,5	1,7	2,0	48,3
Wyszków	2,7	2,4	6,6	5,2	3,9	5,6	4,2	4,3	6,8	3,4	1,3	1,5	47,9

Tabela 15. Liczba dni pochmurnych

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie T.	14,4	11,7	10,3	8,4	7,5	5,6	6,7	5,4	5,7	9,8	17,6	18,6	121,8
Brwinów	16,5	14,4	12,3	9,9	10,6	7,9	9,5	6,9	6,7	10,4	18,5	18,7	142,3
Legion.	17,6	15,0	11,9	9,4	9,1	6,0	7,6	6,9	5,9	11,0	18,3	19,0	137,7
Łowicz	15,2	13,9	14,3	12,3	11,3	8,2	8,4	8,6	7,4	11,1	18,8	18,3	146,0
Młochów	17,8	15,9	12,1	10,9	10,8	8,7	10,8	7,7	7,3	12,3	19,9	20,3	148,7
Niepok.	14,2	12,5	9,4	7,5	6,5	4,3	5,5	4,6	4,2	7,2	16,3	15,8	108,6
N. Dwór	18,2	15,4	11,5	9,5	11,3	7,8	9,3	7,9	6,5	11,3	19,2	19,7	147,6
Skiern	17,1	15,2	12,1	8,8	9,8	7,1	8,1	7,0	7,7	10,5	19,2	18,7	141,3
W. Biel.	18,3	16,5	13,7	10,8	10,1	7,9	9,1	8,4	7,8	11,9	19,5	19,6	153,6
W. Obs.	18,8	14,5	11,5	9,5	10,8	7,2	9,8	7,0	7,1	11,2	19,0	19,2	145,6
W. Ok.	17,7	14,7	12,1	9,5	9,3	6,9	7,1	6,3	6,3	10,2	19,0	19,3	138,4
Warka	16,4	114,2	11,7	10,4	8,5	8,4	7,1	7,1	6,4	8,8	19,4	17,4	135,8
Wyszków	18,1	15,4	11,2	10,2	9,0	6,8	8,4	8,6	6,6	11,5	20,6	20,3	146,7

Tabela 16. Miesięczna i roczna suma opadu

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	26	25	26	34	49	53	84	66	45	25	38	37	508
Brwinów	23	30	22	33	57	68	80	56	45	28	37	36	515
Legionowo	19	23	20	29	44	62	72	51	39	24	34	30	447
Łowicz	25	32	26	29	48	59	76	59	46	28	39	33	500
Młochów	24	27	22	31	49	66	81	58	46	28	39	34	505
Niepokalanów	29	34	28	32	53	60	83	53	46	26	39	40	523
Nowy Dwór	32	36	24	30	48	60	81	55	41	24	40	40	511
Skierniewice	18	24	21	32	53	61	88	53	45	24	36	31	486
Warszawa B.	26	29	22	33	55	68	80	57	44	26	39	36	515
Warszawa Obs.	33	38	28	36	56	72	83	61	44	28	45	42	566
Warszawa Ok.	21	25	21	31	54	62	72	55	41	28	38	32	480
Warka	23	28	25	33	51	68	77	77	38	31	38	32	521
Wyszków	30	33	23	30	47	70	78	63	45	34	40	38	531

Tabela 17. Liczba dni z opadem > 1,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	7,4	7,6	6,0	6,9	8,3	8,6	10,7	9,2	7,3	6,4	8,3	8,6	95,3
Brwinów	6,5	7,5	5,1	8,0	9,0	9,1	10,5	8,0	7,8	5,6	7,7	8,7	93,5
Legionowo	5,3	6,6	5,0	6,6	7,6	8,3	10,2	8,3	6,9	4,6	7,5	7,7	84,6
Łowicz	6,3	8,4	5,6	6,3	8,3	9,6	10,6	9,1	8,0	5,0	8,8	7,9	93,9
Młochów	6,4	6,6	5,1	6,1	7,6	8,9	9,9	7,3	8,2	5,6	7,6	7,3	86,8
Niepokalanów	7,9	9,0	6,9	7,2	8,6	9,6	10,6	8,5	7,5	5,6	9,1	8,9	99,3
Nowy Dwór	8,9	9,3	6,1	7,3	8,8	8,9	10,0	8,1	7,4	4,7	9,3	9,1	97,9
Skierniewice	5,6	7,1	5,3	6,7	8,6	9,1	10,8	8,0	7,6	5,1	7,7	7,5	89,1
Warszawa Biel.	7,2	7,8	5,4	7,2	8,3	8,4	10,3	9,1	7,2	5,6	8,7	8,1	93,3
Warszawa Obs.	8,8	9,1	6,3	6,9	9,2	8,5	10,7	8,9	7,5	5,7	9,3	9,1	100,0
Warszawa Ok.	6,4	6,8	5,3	6,9	9,9	8,7	10,3	9,8	7,5	5,7	8,9	7,7	91,9
Warka	6,7	8,5	6,6	7,9	8,9	9,6	10,2	9,7	6,7	5,4	9,2	8,4	97,8
Wyszaków	8,8	9,0	6,2	6,9	8,4	8,9	10,1	8,9	8,5	6,2	9,0	8,6	99,5

Tabela 18. Liczba dni z opadem > 10,0 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	0,1	0,2	0,4	0,5	1,1	1,3	2,2	1,8	1,1	0,3	0,7	0,5	10,2
Brwinów	0,1	0,3	0,4	0,5	1,2	1,9	2,3	1,4	1,1	0,5	0,5	0,5	10,7
Legionowo	0,1	0,3	0,3	0,6	1,0	1,9	1,9	1,7	1,1	0,5	0,5	0,3	10,2
Łowicz	0,1	0,4	0,5	0,5	1,3	2,2	2,2	2,7	1,5	0,5	0,8	0,4	13,1
Młochów	0,0	0,3	0,3	0,5	1,4	1,3	2,7	1,3	1,5	0,5	0,6	0,4	10,8
Niepokalanów	-	0,2	0,1	0,5	1,5	2,3	2,6	1,7	1,4	0,5	0,6	0,8	12,2
Nowy Dwór	0,1	0,5	0,3	0,3	0,9	1,6	2,5	1,7	1,0	0,4	0,5	0,5	10,3
Skierniewice	0,0	0,1	0,2	0,6	1,3	2,0	2,8	1,5	1,2	0,5	0,8	0,3	11,3
Warszawa Biel.	0,1	0,3	0,3	0,6	1,3	2,1	2,4	1,6	1,3	0,4	0,6	0,4	11,4
Warszawa Obs.	0,3	0,6	0,5	0,7	1,8	2,0	2,3	1,7	1,1	0,5	1,1	0,7	13,3
Warszawa Ok.	-	0,1	0,4	0,5	1,3	1,6	1,8	1,6	1,0	0,5	0,5	0,4	9,7
Warka	-	0,2	0,2	0,5	1,3	1,7	2,4	3,0	1,2	0,7	0,6	0,3	12,2
Wyszaków	0,0	0,4	0,3	0,7	1,3	2,1	2,4	1,8	1,1	0,6	0,7	0,8	12,2

Tabela 19. Liczba dni z pokrywą śnieżną

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	16,0	17,3	6,9	-	-	-	-	-	-	-	1,0	8,0	49,3
Brwinów	16,9	17,3	10,7	0,5	-	-	-	-	-	-	2,1	11,1	58,6
Legionowo	19,7	18,8	11,0	0,9	-	-	-	-	-	-	2,5	12,2	65,1
Łowicz	19,4	21,1	8,9	0,6	-	-	-	-	-	-	1,9	10,1	62,0
Młochów	18,4	18,7	9,0	0,6	0,1	-	-	-	-	-	2,8	11,7	61,3
Niepokalanów	17,0	15,1	10,5	0,6	-	-	-	-	-	-	2,1	10,6	56,0
Nowy Dwór	22,2	20,6	11,1	0,5	-	-	-	-	-	-	2,7	13,1	70,2
Skierniewice	16,6	17,7	10,7	0,9	0,1	-	-	-	-	-	2,3	8,6	56,8
Warszawa Biel.	21,4	17,9	12,1	1,1	0,1	-	-	-	-	-	2,9	13,7	69,2
Warszawa Obs.	24,1	22,5	14,5	1,3	0,1	-	-	-	-	-	2,7	14,1	79,3
Warszawa Ok.	20,1	19,2	11,2	0,7	-	-	-	-	-	-	2,7	12,0	65,9
Warka	21,2	19,6	13,9	0,7	-	-	-	-	-	-	2,1	12,7	70,2
Wyszaków	22,4	21,5	12,3	-	-	-	-	-	-	-	1,9	12,0	70,1

Tabela 20. Częstość występowania kierunków wiatru – Błonie Topola

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,3	6,8	8,8	13,3	14,6	11,5	9,9	5,2	4,8	2,8	4,4	3,4	7,5
NE	7,3	10,3	11,8	9,5	13,6	9,8	8,8	6,6	5,7	6,6	6,3	5,2	8,4
E	8,2	12,4	19,8	9,4	11,8	11,1	5,5	8,5	9,0	11,7	16,3	10,1	11,3
SE	5,7	5,6	8,3	6,3	3,7	4,6	3,4	3,4	5,0	6,6	10,4	7,7	6,0
S	7,6	6,0	5,8	5,7	2,6	5,7	3,7	3,2	4,6	5,6	7,9	8,8	5,6
SW	27,3	15,9	10,8	12,1	10,0	12,2	16,5	19,5	20,3	25,2	19,9	29,6	18,1
W	23,0	22,3	13,0	15,5	16,0	18,6	24,8	22,1	22,7	18,3	16,1	19,4	19,2
NW	10,9	10,0	10,6	17,6	16,0	18,7	18,2	15,7	14,0	8,4	7,2	7,7	13,0
C	5,7	10,7	11,1	10,6	11,7	7,8	9,2	15,8	13,9	14,8	11,5	8,1	10,9

Tabela 21. Częstość występowania kierunków wiatru – Brwinów

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,4	6,2	8,1	10,2	11,7	7,8	6,4	4,5	3,9	3,2	4,2	2,7	6,0
NE	4,0	5,7	7,4	5,4	5,6	3,9	5,1	4,1	1,7	3,0	4,5	2,2	4,4
E	9,5	12,3	23,1	11,9	13,1	11,2	7,4	10,6	10,6	13,1	16,9	11,8	12,6
SE	11,7	11,9	16,2	14,5	9,3	13,8	6,9	10,3	9,1	14,3	19,8	15,1	12,6
S	11,9	8,8	5,5	7,5	5,6	5,1	7,8	7,9	9,4	10,4	8,4	11,8	8,4
SW	27,0	18,2	11,5	12,3	10,0	9,9	17,1	17,5	20,9	19,3	15,4	24,9	17,1
W	20,1	20,8	15,8	17,8	19,9	19,8	24,5	22,5	22,4	19,9	13,0	17,2	19,4
NW	6,3	6,9	6,3	10,6	14,2	17,7	11,6	9,4	8,6	4,7	5,7	4,5	9,0
C	5,3	9,2	5,3	9,8	10,6	10,8	13,2	13,2	13,4	12,1	12,1	9,8	10,5

Tabela 22. Częstość występowania kierunków wiatru – Legionowo

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,3	5,8	8,2	12,4	13,3	14,7	10,2	8,3	6,9	3,4	4,2	3,2	7,9
NE	8,4	10,4	13,5	14,8	16,6	12,2	11,9	11,2	6,7	6,9	9,1	5,4	10,5
E	8,6	12,8	24,0	13,9	13,8	11,7	8,7	13,1	11,2	15,1	16,1	11,5	13,4
SE	7,5	9,1	12,1	9,7	5,4	7,7	5,0	6,6	7,2	8,3	16,6	13,0	9,0
S	8,3	9,1	5,1	8,1	4,7	6,4	5,5	5,1	6,0	9,4	7,8	11,1	7,3
SW	24,9	13,8	9,1	10,5	8,9	9,0	14,2	13,9	20,4	18,8	13,7	20,9	14,8
W	23,6	22,6	14,9	14,7	16,7	17,0	23,9	22,7	22,9	21,7	17,1	20,6	19,7
NW	8,7	8,8	8,0	9,9	13,3	13,1	13,2	11,4	12,1	7,7	6,4	6,0	9,9
C	5,7	7,4	5,1	6,0	7,3	8,2	7,6	7,7	6,6	8,7	9,0	8,3	7,5

Tabela 23. Częstość występowania kierunków wiatru – Niepokalanów

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,0	7,8	10,1	17,6	17,5	15,7	12,0	8,9	7,4	4,8	5,7	3,3	9,7
NE	6,2	12,9	11,6	10,2	11,4	10,4	7,9	6,3	5,0	6,5	8,3	5,2	6,3
E	10,9	10,9	19,4	10,2	9,4	8,2	5,6	7,7	6,1	10,8	12,5	11,8	10,3
SE	8,8	11,4	17,5	11,0	9,5	9,4	5,0	6,9	8,0	8,8	20,0	13,1	10,9
S	9,0	7,1	5,2	7,4	3,5	4,8	5,6	4,7	6,8	7,5	8,9	9,6	6,7
SW	21,2	10,0	6,6	7,0	4,6	6,0	11,1	9,8	11,6	15,4	12,0	18,4	11,1
W	23,9	23,5	15,6	14,5	14,9	18,4	25,7	3,9	25,6	23,8	17,2	25,7	20,9
NW	14,5	15,1	12,6	16,4	24,0	22,7	19,5	18,2	17,5	11,3	10,5	10,7	16,2
C	0,9	1,3	1,4	5,7	5,8	4,4	7,6	13,6	12,0	11,1	4,9	2,2	5,9

Tabela 24. Częstość występowania kierunków wiatru – Skierniewice

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,8	5,7	6,1	10,0	9,4	7,4	7,3	5,4	2,8	2,6	4,7	3,0	5,6
NE	5,9	7,9	11,8	7,4	11,0	10,6	7,1	4,8	4,7	5,0	6,2	4,1	7,3
E	7,1	11,7	17,3	10,3	9,2	9,4	5,6	9,3	7,7	10,0	13,8	9,0	10,1
SE	9,1	13,5	14,7	11,7	9,2	10,5	5,6	8,8	8,9	15,2	19,8	13,7	11,5
S	14,9	8,9	7,2	8,8	5,9	0,8	8,1	8,9	10,5	13,8	13,5	16,7	10,3
SW	25,6	15,5	12,0	13,6	10,6	10,5	17,3	16,7	22,5	22,5	15,7	24,6	17,3
W	23,1	22,8	15,9	16,6	22,6	20,9	28,0	27,8	25,2	18,5	15,7	20,1	21,4
NW	8,9	10,2	10,8	17,4	16,9	18,3	15,5	12,5	12,6	8,3	7,6	6,5	12,1
C	1,6	3,8	4,2	4,2	5,0	5,6	5,5	5,8	5,1	4,1	3,0	2,3	4,2

Tabela 25. Częstość występowania kierunków wiatru – Warszawa Bielany

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,2	5,2	5,8	5,2	9,1	7,1	6,0	3,8	3,7	1,9	3,2	2,5	4,7
NE	5,7	4,9	8,6	8,9	10,1	6,4	6,1	4,9	2,7	2,7	5,0	3,1	5,7
E	6,2	11,9	16,8	8,6	10,5	8,3	3,7	6,0	5,4	7,4	8,8	7,8	8,5
SE	12,2	15,0	17,3	12,8	9,9	10,8	6,2	12,2	10,5	14,5	24,4	14,3	13,4
S	8,7	7,4	6,5	8,6	2,5	6,5	6,3	5,5	7,8	9,4	7,5	12,5	7,4
SW	26,9	19,5	14,2	12,5	13,3	11,1	18,4	18,9	21,5	24,0	17,0	23,2	18,4
W	20,1	19,7	13,9	16,3	17,3	7,8	26,4	21,9	22,1	18,5	16,3	21,1	18,5
NW	9,3	6,7	8,8	12,9	14,2	16,9	10,6	8,3	10,1	6,4	5,9	5,2	9,6
C	7,7	9,7	10,1	13,2	13,1	15,3	16,5	18,1	16,2	15,2	11,9	10,3	13,1

Tabela 26. Częstość występowania wiatru – Warszawa Okęcie

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	3,2	5,4	5,9	10,1	10,5	10,6	6,3	4,8	4,3	2,0	3,8	2,8	5,8
NE	6,2	7,8	10,8	8,6	11,8	7,7	7,3	5,2	3,2	4,3	5,4	3,3	6,8
E	7,3	11,2	20,3	10,9	12,0	9,1	6,8	9,4	7,4	4,3	13,0	8,7	10,4
SE	14,2	15,1	19,7	14,5	8,7	11,9	6,5	11,5	11,4	16,1	22,5	17,3	14,1
S	12,7	9,5	5,5	10,0	6,0	7,1	7,9	6,9	8,1	11,4	9,9	14,5	9,2
SW	18,3	11,2	6,6	7,6	7,0	8,0	12,6	12,8	14,9	16,4	11,2	18,5	12,2
W	22,4	22,0	16,1	15,9	17,4	16,9	24,6	22,3	24,8	20,4	17,3	20,1	20,0
NW	11,1	9,3	9,0	12,0	16,4	15,3	14,4	12,4	11,1	7,8	6,6	7,2	11,0
C	4,6	8,5	6,1	10,4	10,2	13,4	13,6	14,7	14,8	12,3	10,3	7,6	10,5

Tabela 27. Średnia miesięczna i roczna prędkość wiatru (m/s)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Błonie Topola	4,1	3,9	4,0	3,4	3,2	2,8	2,8	2,8	3,0	2,8	3,5	3,7	3,3
Brwinów	4,2	4,0	3,9	3,3	3,1	2,8	2,7	2,8	3,0	2,9	3,6	3,7	3,3
Legionowo	4,2	4,2	4,3	3,7	3,4	3,1	3,2	3,1	3,3	3,2	3,9	3,9	3,6
Łowicz	2,3	2,6	2,5	2,2	2,0	1,8	1,8	1,7	1,9	1,7	2,2	2,1	2,1
Młochów	4,8	4,4	4,6	3,6	3,4	3,2	3,9	3,4	3,7	3,7	4,1	4,3	3,9
Niepokalanów	4,1	4,0	4,5	3,8	3,6	3,4	3,4	3,3	3,5	3,4	4,0	4,1	3,9
Nowy Dwór	2,1	2,1	2,0	1,8	1,7	1,3	1,4	1,2	1,3	1,2	1,7	1,5	1,6
Skierniewice	4,3	4,0	4,2	3,7	3,1	2,8	2,8	3,0	3,1	3,1	3,8	3,9	3,5
Warszawa B.	3,4	3,4	3,5	3,2	2,9	2,8	2,6	2,6	2,8	2,8	3,5	3,3	3,1
Warszawa Obs.	2,7	2,7	2,8	2,4	2,6	2,4	2,3	2,3	2,4	2,4	2,3	2,4	2,5
Warszawa Ok.	4,9	4,6	4,8	4,1	3,8	3,4	3,3	3,2	3,5	3,5	4,4	4,8	4,0
Warka	3,0	3,6	3,5	3,3	2,6	2,6	2,5	2,6	2,3	2,2	2,8	2,6	2,7
Wyszaków	2,7	2,9	3,0	2,6	2,2	1,9	1,8	2,0	2,0	1,9	2,5	2,4	2,3

Literatura

- Bogdańska B., 1972, *Kształtowanie się opadów atmosferycznych w Warszawie i jej okolicach w okresie 1966-1970*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 127
- Boniecka H., 1955, *Charakter pogody Olszyna za rok 1950 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, nr. 22
- Boryczka J., Okołowicz W., 1968, *Zależność natężenia oświetlenia od wysokości słońca przy różnym stopniu zachmurzenia w porze letniej*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 3, Warszawa
- Boryczka J., 1967, *Wpływ wilgotności gruntu i zbiorników wodnych na zawartość pary wodnej w przyziemnej warstwie powietrza*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Brudło-Malicka K., 1967, *Klimat województwa białostockiego. Część II. Stosunki wilgotnościowe za okres 10-letni 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 88.
- Budziszewska E., 1963, *Badania przestrzennego rozkładu sum opadowych deszczu ciągłego od marca do listopada 1960 r.* Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 70.
- Bułowicz E., 1960, *Próba badania topoklimatów południowej części Łasku Bielańskiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 61
- Chomicz K., 1970, *Bioklimat Polski*. Przegl. Geofiz. R. XV/ XXIII/ z. 1, Warszawa
- Ciechomska E., 1971, *Stosunki termiczne na terenie bagien biebrzańskich w lipcu 1969*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 120
- Czapka-Józwiakowska B., 1955, *Stosunki fito termiczne fitoklimatu biotypu iglastego w Białowieskim Parku Narodowym*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 23
- Dąbrowska A., 1968, *Kształtowanie się zachmurzenia w zależności od kierunków i prędkości wiatru na stacjach Olszyna, Kętrzyn i Suwałki w okresie 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 93
- Dąbrowska A., 1970, *Przebieg dobowy wilgotności względnej na obszarze śr. części woj. białostockiego w miesiącach letnich: VIII 1967 i 1968*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 113
- Dąbrowski A., 1975, *Zależność dobowej amplitudy temperatury powietrza od wybranych parametrów meteorologicznych w dniach o prawidłowej stratyfikacji atmosfery na stacji Warszawa-Uniwersytet w latach 1961-1970*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 134.
- Dembińska B., 1970, *Kształtowanie się niedosytu wilgotności powietrza zależnie od kierunku wiatru w miesiącach letnich (lipiec 1967 i 1968) w środkowej części woj. białostockiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 111
- Dębowska S., *Klimat Ciechocinka*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa 1952, nr. 1
- Drzewiecka E., 1972, *Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 124
- Dunin-Plocherska I., 1955, *Stosunki termiczne biotypu liściastego (grunt niski) w Puszczy Białowieskiej w Roku 1950*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 24
- Frączkiewicz K., 1975, *Zależność dobowej amplitudy temperatury powietrza od wybranych elementów meteorologicznych w dniach z prawidłową stratyfikacją temperatury w dziesięcioleciu 1961-1970 na stacji Warszawa-Uniwersytet*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 135
- Fortini J., 1960, *Próba badania topoklimatów północnej części Łasku Bielańskiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 62
- Gabryl B., 1974, *Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 131
- Gawin K., 1963, *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią. Cz. I. Temperatury*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 71
- Gina A., 1970, *Stopień zachmurzenia i częstość występowania rodz. chmur w okresie od VII. 1967 do VII. 1968 na wybranych stacjach półn-wsch. Cz. Polski*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 112
- Gniadek M., 1969, *Bioklimat Dziekanowa Leśnego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 99
- Gorczyński W., 1918, *Nowe izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej*. Warszawa

- Jóźwicka W., 19545, *Charakterystyka pogody Olsztyna w roku 1954 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 25
- Kaczorowska Z., 1967, *Wyniki badań w 1961 r.* Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Kaczorowska Z., 1959, *Cechy charakterystyczne klimatu Polski*. Prace i Studia K. G. W., Warszawa
- Kaczorowska Z., 1958, *Klimat województwa białostockiego*. Dokument. Geograf. IG PAN, z. 6, Warszawa
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*. Prace Geograf. IG PAN, z. 33, Warszawa
- Kaczorowska Z., 1968, *Temperatury gruntu na Pojezierzu Mazurskim w okresie 1960-64*. Prace i Studia IG UW, Katedra Klimatologii, z. 3 Warszawa
- Kaczorowska Z., 1967, *Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960*. Przegląd Geofiz. Z. 3-4, Warszawa, s. 251-275
- Kielczykowska M., 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna w Roku 1952 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 27
- Kleszczewska-Kwiatkowska I., 1967, *Próba opracowania klimatu lokalnego Ogrodu Botanicznego ze szczególnym uwzględnieniem stosunków termicznych za okres 1954-1959*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 85
- Kluś-Rorbach Z., 1970, *Przebieg dobowy temperatury powietrza na obszarze bagien dolnej Biebrzy w okresie od VII 1967 do 1968 włącznie, ze szczególnym uwzględnieniem miesięcy letnich*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 102
- Korcył G., 1972, *Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969-1971. Temperatura*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 128.
- Kolpak-Nowacka M., 1965, *Kształtowanie się temperatury zależnie od kierunku wiatru na przykładzie 4 wybranych stacji: Warszawa-Okęcie, Płock-Radziwie, Toruń-Wrzosy, Mława w pięcioleciu 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 75.
- Kopacz M., 1966, *Bioklimat Orwocka*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 80
- Kondracki J., 1967, *Geografia fizyczna Polski*, Warszawa
- Kossowska U., 1964, *Klimat Warszawy w świetle dotychczasowych badań*. Prace i Studia IGUW. Katedra Klimatologii, z. 1, Warszawa
- Kossowska U., 1967, *Wpływ jezior na warunki termiczne i wilgotnościowe (na przykładzie wyników obserwacji w okresie lipca i sierpnia 1962 r.)*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 1. Warszawa
- Kossowska U., 1973, *Osobliwości klimatu wielkomińskiego na przykładzie Warszawy (skróty pracy doktorskiej)*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia z. 7, Warszawa
- Kossowska U., 1970, *Warunki klimatyczne obszaru metropolitalnego Wielkiej Warszawy*, Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 4, Warszawa
- Kossowska U., 1960, *Warunki termiczne i wilgotnościowe otoczenia P. K. i N.* Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 58.
- Kostrzewski M., 1969, *Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od pory dnia, miesiąca wybranego, charakteru podłoża i niektórych elementów meteorologicznych w roku 1967/68 na przykładzie fragmentu terenu ze środkowej części województwa białostockiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 101
- Kowalak T., 1955, *Pogoda w Olsztynie w Roku 1953*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 28
- Kozdęba M., 1967, *Kształtowanie się temperatury w zależności od kierunku wiatru na stacjach Olsztyn, Kętrzyn, Suwałki w 5-leciu 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 89
- Koźmiński Cz., 1974, *Przygruntowe przymrozki w Polsce w latach 1963-1972*. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, Warszawa – Poznań
- Koźmiński Cz., Trzeciak S., 1971, *Przestrzenny i czasowy rozkład przymrozków wiosenno-jesiennych na obszarze Polski*. Przegląd Geograficzny t. XLIII, 4, Warszawa
- Krauze I., 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły na odcinku między ujściem Bzury i Drwęcy oraz obszarów do niej przyległych. cz. III. Zachmurzenie i stosunki wilgotnościowe*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 72
- Krawczyk B., 1958, *Opady śnieżne oraz szata i pokrywa śnieżna na Pojezierzu Mazurskim 1951-1955*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 41
- Kruk M., 1968, *Zachmurzenie i wilgotność powietrza w woj. warszawskim w latach 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 97
- Kulisa A., 1970, *Kształtowanie się temperatur ekstremalnych i amplitud dobowych na obszarze bagien woj. Białostockiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IBUW, Warszawa, nr. 105

- Lembowicz K., 1971, *Wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie się temperatury powietrza w lipcu 1965 i 1966 r. na przykładzie jezior Okmin i Rajgrodzkiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 119
- Lenart W., Przybylska G., 1973, *Badania mechanizmu tworzenia się mgieł przyziemnych nad bagnami*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia z. 7. Warszawa
- Lintzel E., 1967, *Kształtowanie się opadów w zależności od kierunków wiatru na 5-lecie 1956-1960 na przykładzie trzech stacji meteorologicznych: Olsztyn, Kętrzyn, Suwałki*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 86
- Lizończyk I., 1971, *Stosunki wilgotnościowe na terenie bagien biebrzańskich w lipcu 1969 r. cz. II. Wilgotność względna*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 123
- Maliszewski A., 1968, *Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964- i 1965*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 98
- Martyn D., 1968, *Stosunki anemometryczne w obszarze Wielkich Jezior Mazurskich*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 3, Warszawa
- Marzec Z., 1954, *Klimat Pojezierza Suwalskiego na przykładzie stacji meteorologicznej Suwałki w przekroju 5-lecia (1947-1951)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 15
- Michna E., 1972, *O wilgotności względnej powietrza w Polsce*. Przegląd Geofiz. R. XVI/XXV, z. 1, Warszawa
- Morozow K., 1970, *Charakterystyka wilgotności w Kotlinie Biebrzańskiej w miesiącach VII 1967 i 1968 r.* Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 110
- Mucha B., 1970, *Kształtowanie się temperatury powietrza w środkowej części woj. Białostockiego na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy, Gugny w VII 1967 i 1968 r.* Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 103
- Nagler-Gałęzewska H., 1968, *Klimat województwa olsztyńskiego cz. II. Stosunki wilgotnościowe powietrza w latach 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 95
- Niemczyk-Smoleńska A., *Warunki bioklimatyczne otoczenia Instytutu Reumatologicznego w Warszawie*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa 1972, nr. 126
- Nowak M., 1966, *Klimat województwa olsztyńskiego. Cz. I. Stosunki termiczne (okres 1951-1960)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 79
- Okołowicz W., 1967, *Amplitudy temperatury powietrza w Polsce*. Przegląd Geofiz. R. XII/XXI, z. 3-4, Warszawa 1967
- Okołowicz W., 1962, *Zachmurzenie Polski*. Prace Geograficzne IG PAN nr 34, Warszawa
- Okołowicz W., 1967, *Zachmurzenie i opad wybranych miesięcy letnich 1962-1963 r. w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Okołowicz W., Kaczorowska Z., Stopa M., Przybylska G., Martyn D., Nowacka M., 1970, *Cechy charakterystyczne klimatu zachodniej części Pojezierza Mazurskiego ze szczególnym uwzględnieniem sezonu letniego*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 5, Warszawa
- Okołowicz W., Pełko I., 1963, *Temperatury minimalne w Polsce w latach 1951-1960*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 3, Warszawa
- Okołowicz W., Olszewski K., 1973, *Wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie się bezwzględnej powietrza*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia, z. 7, Warszawa
- Okołowicz W., Stopa M., Przybylska G., Nowacka M., 1970, *Charakterystyka klimatu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich z punktu widzenia czasów i turystyki*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 4, Warszawa
- Okołowicz W., Stopa M., 1964, *Wyniki badań terenowych na Pojezierzu Mazurskim w lipcu i sierpniu 1961 r.* Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 1, Warszawa
- Okołowicz W., Stopa M., Przybylska G., Nowacka M., 1967, *Klimat północnej i środkowej części województwa białostockiego ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego okolic J. Rajgród*. Maszynopis pracy wykonanej na zamówienie Wydz. Budownictwa i Architektury przy Prez. Woj. Rady Narodowej w Białymstoku, Warszawa
- Okrasa U., 1972, *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i Uzdrowiska Konstancin*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 129
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1968, *Rozkład dni z opadem w Polsce*, Przegląd Geofiz. z. 4, Warszawa
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1970, *Dni z opadem o różnej dobowej wielkości w Polsce*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z. , Warszawa
- Olszewski J., 1973, *Klimat północno-wschodniej Polski w ujęciu kompleksowym (skróty pracy doktorskiej)*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia, z. 6, Warszawa

- Olszewski K., 1968, *Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykładzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 91
- Olszewski K., 1973, *Próba określenia horyzontalnego przepływu pary wodnej w przyziemnej warstwie powietrza w okolicy jeziora Śniardwy*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia z. 7 Warszawa
- Osos J., 1963, *Klimat lotniska Warszawa Okęcie*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 67
- Owsianka T., 1966, *Zachmurzenie woj. Olsztyńskiego*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 83
- Pelko J., 1967, *Rosa, zamglenie i mgły w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich w miesiącach letnich 1961-1963*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Pelko J., 1970, *Średnie najniższe temperatury minimalne w Polsce w latach 1951-1960*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 4, Warszawa
- Pelko J., 1970, *Przymrozki w Polsce w dziesięcioleciu 1951-1960*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 5, Warszawa
- Paździor-Zaborowska G., 1967, *Klimat woj. białostockiego. cz. III. Zachmurzenie*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 90
- PIHM, 1971, *Atlas Klimatyczny Polski, część Tabelaryczna, z. 1, Wiatr*, Wyd. Komunikacji i Łączn, Warszawa
- Przybylska G., 1965, *Kształtowanie się warunków wilgotnościowych (niedosyt wilgotności powietrza) w zależności od kierunków wiatru na stacjach: Toruń-Wrzosy, Płock-Radziwie, Warszawa-Okęcie, Mława w okresie 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 74
- Pietrukowicz M., 1958, *Opady śnieżne i szata śnieżna na obszarze Niziny Mazowiecko-Podlaskiej*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 46
- Pelko J., 1961, *Rozkład temperatur minimalnych powietrza w Polsce północnej za okres 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 64
- Podczaska-Garczarek Z., 1965, *Kształtowanie się opadów w zależności od kierunku i prędkości wiatru na przykładzie czterech wybranych stacji: Warszawa-Okęcie, Płock-Radziwie, Toruń-Wrzosy, Mława w pięcioleciu 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 78
- Robak H., 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna w roku 1951 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 29
- Roszkowska T., 1967, *Klimat województwa białostockiego, cz. I Stosunki termiczne za okres 10-lecia 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 87
- Roycewicz-Nożewnik A., 1965, *Kształtowanie się zachmurzenia w zależności od kierunków wiatru na stacjach: Toruń, Płock, Warszawa, Mława w okresie 1956-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 77
- Różycka J., 1971, *Przyczynki do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Cz. III. Stosunki nefologiczne i opadowe*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 117
- Schmuck A., 1959, *Zarys Klimatologii Polski*. Warszawa
- Skibnińska Z., 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły. cz. I Stosunki termiczne na odcinku między ujściami Bugu i Drwęcy oraz obszarów do niej przyległych*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 69
- Sobiś E., 1970, *Kształtowanie się temperatury zależnie od kierunku i prędkości wiatru na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy, Gugny w lipcu 1967 i 1968*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 104
- Starosta K., 1974, *Zróżnicowanie warunków klimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 r.)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 130
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*, Warszawa
- Stopa M., 1962, *Burze w Polsce*. Prace Geograf. IG PAN nr 34, Warszawa
- Stopa M., 1967, *Częstość występowania burz w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Stopa M., 1968, *Temperatura powietrza w Polsce. cz. I. Dokument Geograf. IG PAN, z. 2, Warszawa*

- Stopa M., Przybylska G., 1967, *Wpływ jezior i rzeźby terenu na kształtowanie się stosunków termiczno-wilgotnościowych podczas upalnego lata (1963)*. Prace i Studia IGUW, Katedra Klimatologii, z. 2, Warszawa
- Sztreker-Dratwica H., 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły na odcinku między ujściem Bzury i Drwęcy oraz obszarów do niej przyległych. cz. II. Opady*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 73
- Świdarska-Lubelska A., 1966, *Stosunki anemometryczne w Warszawie w okresie X. 1959-X. 1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 81
- Tchórzewska E., 1963, *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią. Cz. III. Szata i pokrywa śnieżna oraz wybrane zjawiska (1951-1960)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 66
- Toczko H., 1960, *Rozkład temperatur maksymalnych powietrza w Polsce północnej za okres 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 59
- Tomaszewska A., 1961, *Przebieg temperatur ekstremalnych w Warszawie w różnych masach powietrza w latach 1951-1960*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 65
- Turczyński B., *Kształtowanie się parowania i opadów w lipcach 1967 – 1968 r. na stacjach U. W. w woj. białostockim*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa 1970, nr. 107.
- Walczak B., 1971, *Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. cz. I. Stosunki termiczne*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 116.
- Walczuk K., 1959, *Klimat Warszawy ze szczególnym uwzględnieniem mikroklimatów placów*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 56
- Wieczorek J., 1954, *Klimat środkowego Mazowsza na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie w przekroju 5-lecia (1947/1951)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 20.
- Wiktorowicz St., 1969, *Próba wyznaczenia wskaźnika turbulencyjnej wymiany ciepła w miesiącach letnich na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych w zachodniej części woj. białostockiego w latach 1967 i 1968*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 100
- Wierzchowska B., 1970, *Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Cz. II. Stosunki wilgotnościowe i anemometryczne*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 109
- Zakrzewski M., 1972, *Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971. Cz. III. Zachmurzenie. Prężność pary wodnej*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 125
- Zapaśnik W., 1974, *Kształtowanie się temperatury gruntu i powietrza w środkowej części województwa białostockiego w 1967/68 roku*. Warszawa, nr. 13
- Zieleniewska E., 1966, *Klimat województwa olsztyńskiego. Cz. III. Stosunki opadowe (okres 1951-1960)*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii IGUW, Warszawa, nr. 84.

IV. POSTĘP BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI NA PRZYKŁADZIE NIZINY MAZOWIECKIEJ (W ATLASACH TEMATYCZNYCH Z LAT 2008-2013)

4.1. Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007

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 (33) uzupełnia informacje o zainteresowaniach studentów (Piknik 2008 – Spis treści).

Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007 (2008), Materiały Zakładu Klimatologii WGiSR UW na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski, 14.06.2008, w Warszawie

SPIS TREŚCI

- WPROWADZENIE – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA
- UDZIAŁ STUDENTÓW W BADANIACH NAUKOWYCH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA
- KLIMAT WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jolanta WAWER
- KLIMAT WARSZAWY W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO – (Wybór prac magisterskich Jolanta WAWER)
- Cechy klimatu miasta nizinnego na przykładzie Warszawy**
- Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu Warszawy (1999) – Katarzyna BIESZKE (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- Zmiany roczne podstawowych elementów klimatologicznych w Warszawie (1984) – Ełżbieta MAKOS (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- Regresja elementów meteorologicznych w Warszawie względem jej okolic (1986) – Krzysztof LUDWICZAK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
- Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Warszawie z wyodrębnieniem miejskiej wyspy ciepła**
- Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód (1994) – Dorota PRZYBYŁ-KOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- Częstość zjawiska miejskiej wyspy ciepła w Warszawie (2005) – Katarzyna KROKOS (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie w 1992 roku (1994) – Urszula SOCHACKA, Urszula PUŁAWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- Rola zieleni miejskiej w kształtowaniu warunków termicznych i wilgotnościowych w Warszawie**
- Rola zieleni w kształtowaniu cech termicznych klimatu Warszawy (1995) – Dorota PORZYCKA-LIPIŃSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- Wpływ roślinności na warunki termiczne i wilgotnościowe w mieście na przykładzie Ogrodu Saskiego w Warszawie (2008) – Julita CEDZYŃSKA, Hanna FRANKOWSKA, Katarzyna PIETRAS
- Wpływ zabudowy na warunki termiczno-wilgotnościowe (2007) – Aleksandra BŁASZCZYK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- Deformacja pola wiatru przez zabudowę w Warszawie**
- Zależność warunków wiatrowych w rejonie Warszawy-Okęcia od typu cyrkulacji atmosferycznej (1998) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Marta NURZYŃSKA
- Wpływ zabudowy miejskiej Warszawy na kierunek i prędkość wiatru (1998) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Paweł BAREJA
- Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich (1988) – Grzegorz GRABOWSKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- Zmienność przestrzenna i czasowa warunków odczuwalnych w Warszawie**
- Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie (1997) – Katarzyna GULA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970 (1992) – Bożena MOSSAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1988) – Anna ANDRZEJEWSKA-MAMCZAREK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- Warunki synoptyczne występowania dużych zmian ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1986-1995 (1999) – Tomasz WASILEWSKI, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK
- Wpływ warunków pogodowych na zgony mieszkańców Warszawy w latach 1999-2001 (2005) – Danuta DZIEDZIC-IDZIKOWSKA (opiekunowie naukowci: Jolanta WAWER, Barbara WOJTACH)
- Wpływ zabudowy na zróżnicowanie zachmurzenia w Warszawie**
- Wpływ miasta na zachmurzenie na przykładzie Warszawy (1990) – Anna OLECKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- Wielkość zachmurzenia w różnych masach powietrznych (2006) – Justyna NIEMCZURA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- Zależność częstości rodzajów chmur od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie (2005) – Marzena POTERA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- Zmienność czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Warszawie i okolicach**
- Kształtowanie się opadów w Warszawie i jej okolicach w okresie 1966-1970 (1972) – Barbara BOGDANŃSKA (opiekun naukowy: Zofia KACZOROWSKA)

Badanie przestrzennego rozkładu sum opadowych deszczu ciągłego na terenie Wielkiej Warszawy w okresie od marca do listopada 1960 roku (1963) – Elżbieta BUDZISZEWSKA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)

Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej w latach 1971-1980 (2003) – Kamila HIPNAROWICZ (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)

Maksima dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie (2007) – Joanna MAROSZEK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)

Cykliczność i tendencje zmian klimatu Warszawy

Tendencje temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 (1999) – Edyta OLSZEWSKA, (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)

Zmienność termicznych pór roku w Warszawie w latach 1951-2000 (2003) – Jolanta WAWER, Monika PIETRAS

Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995 (2003) – Mariola GÓRSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)

Wahania roczne i tendencje zmian zjawisk atmosferycznych

Hydrometeory w Warszawie w latach 1966-2000 (2006) – Monika MARKS (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)

Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie (1977) – Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA) (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)

Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy (2008) – Przemysław KOTYŃIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA

Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007) – Karolina BŁASIAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)

Pokrywa śnieżna w Warszawie w latach 1965-1995 – Piotr GAŁECKI (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)

Stan aerosanitarny Warszawy

Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie (2000) – Aleksandra CZERWONKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)

Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w Śródmieściu Warszawy (1996-2000) (2004) – Katarzyna JATCZAK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)

Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995 (2000) – Adam CIEŚLAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)

PRACE MAGISTERSKIE DOTYCZĄCE KLIMATU WARSZAWY I OKOLIC WYKONANE W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII W LATACH 1954-2008 – Jolanta WAWER

PRACE LICENCJACKIE DOTYCZĄCE KLIMATU WARSZAWY I OKOLIC WYKONANE W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII W LATACH 2003-2007 – Jolanta WAWER

ZMIENNOŚĆ ZACHMURZENIA NAD POLSKĄ I JEJ UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE (1951- 2000), Warszawa 2007 (praca habilitacyjna) – Elwira ŻMUDZKA, Okładka i spis treści

ZMIANY ZACHMURZENIA W WARSZAWIE W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU – Elwira ŻMUDZKA

CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG DANYCH DENDROLOGICZNYCH – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Szymon BIJAK, Robert CEBULSKI, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XX-XXI, Warszawa 2007. Okładka i spis treści

PODSTAWY METEOROLOGII I KLIMATOLOGII, Warszawa 2007 – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Okładka i spis treści

OKRESOWOŚĆ I TENDENCJE ZMIAN KLIMATU ARKTYKI (2008) – Piotr GIESZCZ (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)

ZROZUMIEĆ PROGNOZĘ POGODY (2008) – Arleta UNTON-PYZIOŁEK

ZMIANY KLIMATU I ICH PRZYCZYNY, HIPOTEZY I FAKTY. VI Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Co nauka daje sztuce”, Warszawa 2002. Okładka i spis treści

KLIMAT EUROPY. PRZESZŁOŚĆ-TERAŻNIEJSZOŚĆ-PRZYSZŁOŚĆ. VIII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Nauka bez granic”, Warszawa 2004, Okładka i spis treści

PROGNOZY POGODY W PRZYSŁOWIACH I ICH SPRAWDZALNOŚĆ. X Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Świat za 10 lat”, Warszawa 2006, Okładka i spis treści

CYKLICZNOŚĆ I TENDENCJE ZMIAN KLIMATU POLSKI. XI Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS, „Matematyka i my”, Warszawa 2007, Okładka i spis treści

4.2. Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie

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, zamieszczono 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 pod kątem wpływu różnego typu zabudowy i zieleni na klimat lokalny w Warszawie przeprowadzono w latach 1959-2007. Obiektami szczegółowych zainteresowań stały się osiedla mieszkaniowe położone w różnych dzielnicach miasta, w przybliżeniu na profilu północ-południe: Białoleka Dworska, Chomiczówka, Sady Żoliborskie, Stawki, Szwoleżerów, Wyględów - Olimpijska, Służew nad Dolinką, Kabaty, Jelonki, Śródmieście. Sporo wyników badań dotyczy zabudowy zwartej w Śródmieściu, z małym udziałem zieleni ze szczególnym uwzględnieniem Śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej *Warszawa-Uniwersytet*.

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

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

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

- wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach,
- deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy,
- tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska),
- warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach 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.

W pracy uwzględniono również wyniki dotychczasowych badań pracowników Zakładu Klimatologii, dotyczące mikroklimatu osiedli mieszkaniowych oraz studia porównawcze.

Najwięcej prac dotyczyło projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białolece Dworskiej, w ramach realizowanego programu rządowego PR-5 (*Kompleksowy rozwój budownictwa mieszkaniowego*) w zadaniu: 02.02.03 6 – eksperyment *Białoleka Dworska* (1976-1979). Na podstawie badań specjalistycznych (geologicznych, hydrologicz-

nych, klimatycznych, gleboznawczych, fito- i zoocenotycznych) dokonano oceny środowiska przyrodniczego przeznaczonego pod zabudowę. Ponadto przedstawiono prognozy urbanistyczne zmian środowiska, po wprowadzeniu zabudowy. Pozwoliło to na zaprojektowanie optymalnych walorów środowiska przyrodniczego. Do postawienia prognoz zmian klimatu lokalnego w Białoleńce Dworskiej potrzebna była dotychczasowa wiedza pracowników Zakładu Klimatologii UW, zdobyta podczas prowadzenia badań klimatu Warszawy, zwłaszcza w pracach magisterskich (Atlas, T. XXII – Spis treści).

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXII p.t.: **Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie**, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski, Wyd. UW, ss. 332

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. STAN BADAŃ KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH I PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
- III. CHARAKTERYSTYKA I OCENA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH BIAŁOLEŃKI DWORSKIEJ ORAZ OKREŚLENIE WPŁYWU ZABUDOWY NA ICH ZMIANY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Andrzej GÓRKA, Ewa RYCZYWOLSKA, Jerzy BORYCZKA, Jolanta WAWER
- IV. WARUNKI KLIMATYCZNE OSIEDLA SZWOLEŻERÓW – WYNIKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
- V. WPŁYW ZABUDOWY NA ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW MIKROKLIMATYCZNYCH W OSIEDLACH SADY ŻOLIBORSKIE I SZWOLEŻERÓW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Ewa RYCZYWOLSKA
- VI. DZIENNE ZMIANY RÓŻNIC TEMPERATURY POWIETRZA MIĘDZY OSIEDLEM Z DUŻYM UDZIAŁEM ZIELENI I TERENEM POZAMIEJSKIM – Bohdan MIERZWIŃSKI
- VII. DEFORMACJA PÓL ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH POD WPŁYWEM ZABUDOWY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Bohdan MIERZWIŃSKI, Jolanta WAWER
- VIII. ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PRAC MAGISTERSKICH DOTYCZĄCYCH OSIEDLI
 - 8.1. Osiedle Białoleńka Dworska**
 - 8.1.1. Zmiany dobowe temperatury powietrza w 1977 roku na przykładzie Białoleńki Dworskiej (1978) – Małgorzata PANASZ (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
 - 8.1.2. Zmiany dobowe i roczne wilgotności powietrza w Białoleńce Dworskiej w 1977 r. (1979) – Elżbieta KOWALCZYK-GUTOWSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
 - 8.1.3. Wpływ podłoża na temperaturę powietrza na przykładzie Białoleńki Dworskiej (1979) – Krystyna BĄCZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA- BORYCZKA)
 - 8.1.4. Wpływ podłoża na warunki wilgotnościowe w Białoleńce Dworskiej (1979) – Celina BOUŻYK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA- BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
 - 8.1.5. Wpływ pogody na zróżnicowanie warunków odczuwalnych osiedla mieszkaniowego na przykładzie Białoleńki Dworskiej (1979) – Wiesława DYBCZYŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 8.1.6. Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb budownictwa w Białoleńce Dworskiej (1979) – Anna PIORUŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 8.1.7. Ogólna charakterystyka bioklimatu okolic Białoleńki Dworskiej za okres 1961-1970 (1979) – Krystyna KOWALIK-BIAŁOWOLSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 8.2. Osiedle Chomiczówka**
 - 8.2.1. Warunki termiczne osiedla Chomiczówka w Warszawie (1994) – Anna KAZUBEK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 8.3. Osiedle Sady Żoliborskie**
 - 8.3.1. Warunki bioklimatyczne w osiedlu Sady Żoliborskie (1989) – Irma KIJOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)

- 8.3.2. Warunki odczuwalne osiedli warszawskich o dużym udziale i strukturze zieleni (1991) – Grażyna DUDZICKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 8.4. Osiedle Stawki**
- 8.4.1. Mikroklimat osiedla „Stawki” w Warszawie (1986) – Walentyna LEONIUK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 8.4.2. Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1988) – Anna ANDRZEJEWSKA-MAMCZAREK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 8.5. Osiedle Szwoleżerów**
- 8.5.1. Mikroklimat osiedla Szwoleżerów w Warszawie (1988) – Urszula SZCZĘŚNIAK (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 8.6. Osiedle Wyględów-Olimpijska**
- 8.6.1. Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich Sady Żoliborskie i Olimpijska (1988) – Barbara GAWRYŚ (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 8.7. Osiedle Służew nad Dolinką**
- 8.7.1. Mikroklimat osiedla Służew nad Dolinką w Warszawie (1988) – Maria WACŁAWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 8.7.2. Warunki termiczne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1987) – Monika ŻOŁNIEROWICZ-KASPRZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 8.7.3. Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich (1988) – Grzegorz GRABOWSKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 8.8. Osiedle Kabaty**
- 8.8.1. Wpływ zabudowy na warunki termiczno-wilgotnościowe (2007) – Aleksandra BŁASZCZYK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 8.9. Osiedle Przyjaźń – Jelonki**
- 8.9.1. Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/70 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)
- 8.9.2. Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku (1971) – Barbara KLEMENTYS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)
- 8.10. Śródmieście Warszawy**
- 8.10.1. Stratyfikacja temperatury powietrza w warstwie do 130 m nad poziomem podłoża w śródmieściu Warszawy (na podstawie badań otoczenia Pałacu Kultury i Nauki w 1960) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK
- 8.10.2. Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970 (1992) – Bożena MOSSAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 8.10.3. Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w centrum Warszawy (1990) – Lesław KIJOWSKI (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 8.10.4. Wpływ zabudowy na pola zmiennych meteorologicznych w Warszawie (1989) – Hanna KRAJEWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
- IX. ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE W ZALEŻNOŚCI OD LOKALIZACJI OSIEDLI**
- 9.1. Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy w miesiącach letnich (1994) – Renata ROMAŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 9.2. Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód (1994) – Dorota PRZYBYŁKOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 9.3. Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie (1997) – Katarzyna GULA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 9.4. Warunki odczucia termicznego w Warszawie (1990) – Robert WAKER (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- X. KLIMAT LOKALNY ULIC I PLACÓW W WARSZAWIE**
- 10.1. Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. I. Temperatura (1972) – Grażyna KORCYL (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Urszula KOSSOWSKA)
- 10.2. Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. III. Zachmurzenie i prężność pary wodnej (1972) – Marek ZAKRZEWSKI (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)
- 10.3. Wpływ zieleni na warunki termiczno-wilgotnościowe na przykładzie obserwacji w Warszawie w lipcu 1972 r. (1977) – Tomasz ŻUŁKOWSKI (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)

- XI. INFLUENCE OF THE CITY ON FIELD OF METEOROLOGICAL VARIABLE – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-EMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA
- XII. POSITIVE AND NEGATIVE EFFECTS OF THE URBAN HEAT ISLAND IN WARSAW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA
- XIII. THE APPLICATION-ORIENTED CHARACTER OF THE REPORTS ELABORATED AT THE DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY CONCERNING URBAN CLIMATE – Maria KOPACZ-LEMBOWICZ
- XIV. ZAKOŃCZENIE
- XV. LITERATURA

4.3. Klimat Warszawy i innych miast Polski. Studia porównawcze

Tom XXIII *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 tego tomu jest określenie cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, położonego na Mazowszu w Kotlinie Warszawskiej ($\varphi = 52,1^\circ$, $\lambda = 21,0^\circ$, $H = 106$ m n. p. m) i Krakowa – miasta położonego w Kotlinie Podkarpackiej – Bramie Krakowskiej ($\varphi = 50,1^\circ$, $\lambda = 20,0^\circ$, $H = 206$ m n.p.m.). Z tytułów publikacji i prac magisterskich wynika, że dotyczą one głównie naturalnych zmian klimatu, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego. Do elementów uprzywilejowanych pod względem liczby opracowań należy z całą pewnością temperatura powietrza, traktowana, jako efekt intensywności obiegu ciepła w systemie Ziemia-atmosfera. Temperatura powietrza jest bowiem elementem najważniejszym, który determinuje stan pozostałych elementów klimatu. Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najwięcej prac dotyczy Mazowsza i całej Polski. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z drugiej połowy XX wieku.

Jednym z istotnych celów pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Problem ten rozwiązano przede wszystkim na przykładach Warszawy i Krakowa.

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

Zasadniczym celem jest określenie tendencji, okresowości i prawdopodobieństwa niektórych zjawisk pogodowych w latach 1966-2000. Dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego trzydziestopięcioletnia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

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

- długookresowe zmiany klimatu miast Polski;
- cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski;

- cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski;
- cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski;
- stan aerosanitarny miast w Polsce.

Powyższe problemy badawcze stanowiły tematy 26 prac magisterskich. Najwięcej z nich (14) dotyczyło długookresowych zmian klimatu miast Polski i ich cyrkulacyjnych uwarunkowań (Atlas T. XXIII, 2009 – Spis treści).

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII pt. **Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze**, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski **Wyd. UW**, ss. 383

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. KLIMAT POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA
- 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
- 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
- V. PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU MIAST POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO
 - 5.1. Długookresowe zmiany klimatu miast Polski**
 - 5.1.1. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 (1984) - Bogumiła DĄBROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA).
 - 5.1.2. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985 (1989) - Konrad KLECHTA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA).
 - 5.1.3. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813- 1980 (1986)- Dorota DĘBSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA).
 - 5.1.4. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 (1989) - Katarzyna GRZĘDA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.1.5. Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie (1990) - Małgorzata TOMASIK, (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.1.6. Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX i XX wieku w Polsce (2002) - Mariusz TOMASZEWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.1.7. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca - Robert DUMA (1999) (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 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 (2007) - Hanna GOŁDOWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.2.2. Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego (2005) - Mariusz CEBULA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA- CEZAK)
 - 5.2.3. Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) - Marta MACIEJAK (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.2.4. Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) - Paulina PIĄTKOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
 - 5.2.5. Częstość występowania burz w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie w latach 1961-1990 (2007) - Agata KOSIŃSKA (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)
 - 5.2.6. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Kra-

- kowie (2009) - Joanna MAROSZEK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 5.2.7. Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie (2005) - Ewa KANIEWSKA (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)
- 5.3. Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski**
- 5.3.1. Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970 (1972 – ELŻBIETA DRZEWIECKA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA
- 5.3.2. Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (1997) – Elżbieta BOGDAN (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 5.3.3. Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku (2005) – Przemysław SZANIAWSKI (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)
- 5.3.4. Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce (2006) – Urszula CITKO (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 5.3.5. Termiczne pory roku i okres wegetacyjny w Polsce – Urszula CITKO, Jolanta WAWER
- 5.4. Cechy wilgotnościowe klimatu miast**
- 5.4.1. Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995 (2005) - Małgorzata MACIEJAK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 5.4.2. Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce (2006) - Monika ZIENOWICZ (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 5.4.3. Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) - Karol STYŚ (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)
- 5.4.4. Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990 (2008) - Magdalena GOZDECKA (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 5.5. Stan aerosanitarny miast w Polsce**
- 5.5.1. Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) Żaneta WICHER VEL WICHROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
- 5.5.2. Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy (2004) - Agata KIELMER (opiekun naukowy; Bożena KICIŃSKA)
- 5.5.3. Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) - Izabela GOŁĘBCZYK (opiekun naukowy; Bożena KICIŃSKA)
- VI. DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE PRZEZ CZYNNIKI NATURALNE I ANTROPOGENICZNE – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- 6.1. Empiryczne równania przebiegów rocznych temperatury powietrza w Polsce (na przykładzie 32 miast)
- 6.2. Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa (1997) – Iwona CIEŚLA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jolanta WAWER)
- VII. ZAKOŃCZENIE
- VIII. LITERATURA

4.4. Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej

Tom XXIV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z wyodrębnionym tytułem *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej* stanowi czwartą część badań studenckich w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu.

Celem pracy jest określenie cech specyficznych klimatu i bioklimatu miejscowości podwarszawskich, w zależności od ich lokalizacji względem Warszawy. Jest nim też próba określenia zasięgu oddziaływania miasta na tereny otaczające.

Problemy te rozwiązano na przykładzie 7 miejscowości z okolic Warszawy i dzielnicy peryferyjnej Okęcy. Przedstawiono najważniejsze wyniki badań eksperymentalnych, przeprowadzonych w 25 pracach magisterskich, wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Obiektami szczególnych zainteresowań były 2 uzdrowi-

ska podwarszawska: Konstancin i Otwock – położone w południowej strefie podmiejskiej.

Przy opracowaniu klimatu Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej wykorzystano materiały archiwalne: ze stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na Okęciu i Bielanach, w Legionowie i Brwinowie, ze stacji Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Otwocku oraz materiały ze stacji Zakładu Ekologii PAN w Dziekanowie Leśnym z lat 1951-2000.

Punktem odniesienia wielokrotnie była też śródmiejska stacja meteorologiczna Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Własne obserwacje klimatyczne i mikroklimatyczne, przeprowadzono w pięciu miejscowościach: Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny, Wesoła, Mory w różnych latach drugiej połowy XX. wieku. W opracowaniu podstawowych elementów klimatologicznych w miejscowościach uzdrowiskowych zwrócono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem, itp.

Na podstawie prac magisterskich udało się dokonać oceny klimatu na potrzeby różnych dziedzin gospodarki:

- ocena klimatu na potrzeby lecznictwa w uzdrowiskach nizinnych (Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny),
- ocena stanu atmosfery pod względem rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń (Legionowo, Warszawa),
- ocena warunków termicznych i wilgotnościowych sezonu grzewczego (Mory),
- ocena klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej (Warszawa-Okęcie),
- ocena klimatu na potrzeby rolnictwa (Warszawa-Okęcie).

Wpływ urbanizacji na warunki klimatyczne w Warszawie (Kicińska, Wawer, 2005) można uznać za syntezę dotychczasowych badań w zakresie wpływu aglomeracji miejskiej na zmiany czasowe i przestrzenne warunków solarnych, termicznych, wilgotnościowych, opadowych i cyrkulacji atmosferycznej. Klimat obszarów miejskich wyróżnia się w stosunku do otoczenia intensywną emisją różnych zanieczyszczeń (z zakładów przemysłowych, zwłaszcza energetycznych i środków transportu oraz urządzeń komunalnych). Duży wpływ na klimat ma zwartość zabudowy, zmiany w użytkowaniu naturalnych powierzchni (zmniejszenie powierzchni terenów zielonych, drenowanie terenu i budowa ciągów komunikacyjnych). Konsekwencją tych procesów są zakłócenia naturalnej równowagi radiacyjnej i termiczno-wilgotnościowej oraz osłabienie wymiany powietrza. Przejawia się to modyfikacją wartości wielu elementów klimatycznych. Bilans promieniowania i bilans cieplny ulegają w mieście istotnym modyfikacjom. Wynika to przede wszystkim ze zmian czasu insolacji (większe zasłonięcie horyzontu) oraz ze zmian stanu atmosfery (jej przezroczystości) i zachmurzenia (Atlas T. XXIV, 2010 – Spis treści).

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błazek E., Skrzypczuk J., 2008, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXIV pt. **Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej**, red.: Krzysztof Błazejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski, Wyd. UW, ss. 333

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. WKŁAD ZAKŁADU KLIMATOLOGII W BADANIA KLIMATU WARSZAWY – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER
- III. KLIMAT MIASTA I MIEJSCOWOŚCI PODWARSZAWSKICH W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
 - 3.1. Klimat i bioklimat Konstancina**
 - 3.1.1. Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin (1972) – Urszula OKRASA (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria KOPACZ)
 - 3.1.2. Klimat lokalny uzdrowiska Konstancin (1977) – Marta KIELAK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 3.1.3. Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin (1977) – Barbara MATEJA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 3.1.4. Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji południowej w Konstancinie (1977) – Stanisław STUCZYK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)
 - 3.1.5. Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej w Konstancinie (1977) – Anna JĘDRYSZCZAK (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)
 - 3.2. Klimat i bioklimat Otwocka**
 - 3.2.1. Wpływ cyrkulacji na ciśnienie atmosferyczne w Warszawie w latach 1981-2000 (2006) – Paweł WYRZYKOWSKI (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
 - 3.2.2. Wpływ cyrkulacji nad Polską na ciśnienie atmosferyczne (na przykładzie Świdra, 1981-1990) (2002) – Jarosław BOCHENSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.2.3. Zmiany roczne ciśnienia atmosferycznego w 10-leciu 1981-1990 na przykładzie obserwacji w Świdrze (1995) – Mariola MIROWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.2.4. Ogólna charakterystyka klimatu Świdra (1980) – Władysław DULCZEWSKI (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 3.2.5. Bioklimat Otwocka (1966) – Maria KOPACZ (opiekun naukowy: Zofia KACZOROWSKA)
 - 3.2.6. Zmiany odczucia termicznego w Otwocku w latach 1991-1995 (2001) – Patrycja KOLBE-SOKOLIK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 3.3. Klimat Wesołej k. Warszawy**
 - 3.3.1. Charakterystyka klimatu lokalnego Wesołej k. Warszawy (1990) – Anna KIRYLUK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 3.4. Klimat Legionowa**
 - 3.4.1. Charakterystyka klimatu Legionowa (1971-1980) (1989) – Ewa WIJAS (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.4.2. Inwersje temperatury przyziemne i w swobodnej atmosferze w Legionowie w okresie II 1954-31 XII 1958 (1959) – Lucjan NOWOSIELSKI (opiekun naukowy: Wincenty OKOŁOWICZ)
 - 3.5. Bioklimat Dziekanowa Leśnego**
 - 3.5.1. Bioklimat Dziekanowa Leśnego (1969) – Małgorzata GNIADK (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)
 - 3.6. Klimat w Morach**
 - 3.6.1. Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1978) – Bożena GROCHULSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 3.6.2. Charakterystyka warunków wilgotnościowych sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1979) – Zofia KRAWCOW (opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 3.7. Klimat Brwinowa**
 - 3.7.1. Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970 (1972) – Elżbieta DRZEWIECKA (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)
 - 3.7.2. Związek między temperaturą powietrza i gruntu na stacji meteorologicznej w Brwinowie w latach 1956-1965 (1990) – Andrzej GÓRSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)

3.8. Klimat i bioklimat Okęcia

- 3.8.1. Zależność temperatury od cyrkulacji atmosferycznej na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie w okresie 1981-1990 (1994) – Aleksandra ŻEBROWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.8.2. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na temperaturę powietrza w Warszawie w 10-leciu 1951-1960 (1994) – Iwona BIRULA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.8.3. Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie (1998) – Michał PRASZKIEWICZ (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
 - 3.8.4. Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁAŻEWSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.8.5. Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) – Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 3.8.6. Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) – Józef OSOS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)
 - IV. WPŁYW URBANIZACJI NA WARUNKI KLIMATYCZNE W WARSZAWIE – Bożena KICIŃSKA, Jolanta WAWER
 - V. WARUNKI NEFOLOGICZNE W WARSZAWIE – Elwira ŻMUDZKA
- LITERATURA

4.5. Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku

Tom XXV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* stanowi piątą część badań studenckich w zakresie czasowej i przestrzennej zmienności klimatu Europy ze szczególnym uwzględnieniem Polski – na przykładzie kolejnych 15 prac magisterskich.

Dotychczasowe wyniki badań w zakresie tych problemów można podzielić na pozycje opublikowane (uaktualnione) i archiwalne. Prace opublikowane przedstawiono w rozdziałach od II do VI i VIII, IX. Rozdział drugi *Modelowanie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu w Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (1974-2010)* zawiera najważniejsze wyniki badań w zakresie czasowych i przestrzennych zmian klimatu, przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii w ciągu ostatnich 40 lat. Trzeci pt. *Badanie cykliczności zmiennych przyrodniczych metodą J. Boryczki „sinusoid regresji”* przedstawia opis metody wyznaczania okresów wraz z przykładami zastosowań programu autora. Czwarty pt. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Północnej Półkuli Ziemi (na podstawie wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i danych dendrologicznych)* przedstawia naturalne zmiany klimatu w różnych skalach czasowych wraz z prognozami na najbliższe stulecia na podstawie cyklicznych zmian zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i sum promieniowania słonecznego. Piąty *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według ciągów dendrologicznych* zawiera porównania cykli szerokości słońca rosnących w Europie z cyklami temperatury powietrza. Szósty: *Problemy badań współczesnych zmian klimatu* – obejmuje dociekania z zakresu naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu i ich przyczyn. Natomiast w rozdziałach ósmym i dziewiątym zamieszczono najważniejsze wyniki badań zmian klimatu Europy (i Polski) w XVII-XXI wieku. W rozdziale VIII *Ocieplenie klimatu miast Europy w XVII-XX wieku i ich przyczyny* przedstawiono zmiany wiekowe temperatury powietrza w strefie umiarkowanej na podstawie najdłuższych ciągów chronologicznych z 8 miejscowości zlokalizowanych w Europie Środkowej i Zachodniej. Porównano okresowe wahania temperatury powietrza w Polsce (Warszawa, Kraków) i Ukrainie (Lwów, Kijów). Rozdział IX *Zmiany klimatu Warszawy w XVIII-XXI wieku* dotyczy okresowości, tendencji i prognoz zmian klimatu Warszawy na przykładzie temperatury

powietrza i opadów atmosferycznych. W rozdziale X *Zmiany warunków termicznych i opadowych w Warszawie określone na podstawie powojennej serii obserwacyjnej z Okęcia (1947-2009)* przedstawiono warunki termiczne (chłodne, normalne, ciepłe) i opadowe miesięcy (suche, normalne, mokre).

W *Zakończeniu* (rozdz. XI) oceniono postęp badań w zakresie modelowania naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Europy w pierwszej dekadzie XXI wieku, w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku, prowadzonych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Wskazano na spodziewane konsekwencje globalnego ocieplenia – na zagrożenia życia na Ziemi. Zwrócono też uwagę na prognozowane duże ochłodzenie w połowie XXI wieku, wynikające z astronomicznych przyczyn okresowych zmian aktywności Słońca (koncentracji masy największych planet) i aktywności wulkanicznej. Na globalne ochłodzenie wskazują: zawartość izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych, przyrosty roczne (słoje) drzew i wyniki pomiarów temperatury i opadów atmosferycznych.

Oryginalną część pracy stanowią wyniki badań przedstawionych w siódmym rozdziale pt. *Współczesne zmiany klimatu miast Europy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego* (Atlas T. XXV, 2010 – Spis treści).

Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą cykliczności, tendencji i prognoz klimatu na przykładzie niektórych miast reprezentujących Europę Zachodnią, Środkową i Wschodnią. Jest nim też zbadanie przyczyn ich zróżnicowania w zależności od położenia geograficznego i wysokości nad poziomem morza. Do istotnych problemów badanych przez studentów można zaliczyć:

- wiekowe zmiany klimatu miast nizinnych Europy (Londyn, Warszawa, Moskwa),
- wiekowe zmiany klimatu miast górskich Europy (Genewa, Zurych, Saentis, Sonnblick),
- solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy (liczby Wolfa, NAO, typy Wangenheima i Osuchowskiej-Klein),
- wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zróżnicowanie cech termicznych klimatu miast Europy (Paryż, Marsylia, Wrocław, Kraków, Warszawa),
- wpływ NAO na zróżnicowanie cech opadowych klimatu miast środkowej Europy (Wrocław, Warszawa),
- badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na profilach: południkowym (Sztokholm, Warszawa, Ateny) i równoleżnikowym (Paryż, Warszawa, Moskwa),
- badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie (Sztokholm) na podstawie danych dendrologicznych (sosna – *Pinus sylvestris*).

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błazek E., Skrzypczuk J., 2010, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXV p.t. **Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku**, red.: Krzysztof Błazejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski, Wyd. UW, ss. 417

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. MODELOWANIE NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU W ATLASIE WSPÓLZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW METEOROLOGICZNYCH I GEOGRAFICZNYCH W POLSCE (1974-2010) – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA
- III. BADANIE CYKLICZNOŚCI ZMIENNYCH PRZYRODNICZYCH METODĄ J. BORYCZKI „SINUSOID REGRESJI” – Jerzy BORYCZKA

- IV. OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU PÓŁNOCNEJ PÓŁKULI ZIEMI (NA PODSTAWIE WAHAŃ IZOTOPU TLENU $\delta^{18}\text{O}$ I DANYCH DENDROLOGICZNYCH) – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Arleta UNTON-PYZIOŁEK, Piotr GIESZCZ
- V. CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU EUROPY W OSTATNIM TYSIĄCLECIU WEDŁUG CIĄGÓW DENDROLOGICZNYCH – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Szymon BIJAK, Robert CEBULSKI, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- VI. PROBLEMY BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- VII. WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATU MIAST EUROPY W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
 - 7.1. Długookresowe zmiany klimatu miast Europy**
 - 7.1.1. Wiekowe zmiany temperatury powietrza w Środkowej Anglii w latach 1659-1973 (1993) – Jan SKRZYPCZUK (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.1.2. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Alpach (XIX-XX wiek) (1994) – Małgorzata KIERZKOWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.1.3. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie i Pradze w latach 1779-1976 (1992) – Anna POROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.1.4. Zmiany temperatury powietrza na Helu w okresie 1851-1995 (2001) – Anna SZAREK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
 - 7.1.5. Wahania temperatury powietrza w Warszawie i Tallinie w latach 1779-2000 – Szymon BIJAK
 - 7.1.6. Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Warszawy w XVIII-XX wieku (2005) – Katarzyna KALECIŃSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.1.7. Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Moskwy w XVIII-XX wieku (2005) – Anna MISIEWICZ (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.1.8. Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w XVIII-XX wieku (2009) – Grzegorz MAKSYMIAK (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)
 - 7.2. Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy**
 - 7.2.1. Wpływ aktywności Słońca na okresowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Europie (2008) – Michał ŁOPACKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.2.2. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Paryżu w XIX-XX wieku (2007) – Krzysztof BACZYŃSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.2.3. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (2007) – Hanna GOŁDOWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.2.4. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX-XX wieku (na przykładzie Wrocławia i Marsylii) (2006) – Ewa LESZCZYŃSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.2.5. Rola Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu opadów atmosferycznych we Wrocławiu w XX wieku (2006) – Andrzej TOMASZEWSKI (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)
 - 7.2.6. Okresowe zmiany temperatury powietrza w Europie w XIX i XX wieku i ich przyczyny – Katarzyna BRAKONIECKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 7.2.7. Zmiany klimatu Szwecji według danych dendrologicznych (2009) – Łukasz PAWŁOWSKI (opiekunowie naukowcy: Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA)
- VIII. WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATU W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
 - 8.1. Ocieplenie klimatu miast Europy w XVII-XX wieku i ich przyczyny – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
 - 8.2. The influence of the North Atlantic Oscillations (NAO) on the Climate of Warsaw and Lviv – Jerzy BORYCZKA, Bohdan MUCHA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jolanta WAWER
 - 8.3. Tendencje zmian klimatu Polski i Ukrainy w ostatnich stuleciach i ich przyczyny – Jerzy BORYCZKA, Bohdan MUCHA, Maria STOPA-BORYCZKA
- IX. ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W XVIII-XXI WIEKU I ICH PRZYCZYNY – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Halina LORENC, Bożena KICIŃSKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- X. ZMIANY TEMPERATURY I OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W WARSZAWIE NA PRZYKŁADZIE OKĘCIA – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK
- XI. ZAKOŃCZENIE
LITERATURA

4.6. Z badań klimatu Mazowsza z uwzględnieniem większych miast

Tom XXVI-XXVII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. Z badań klimatu Mazowsza z uwzględnieniem większych miast* stanowi szóstą część studenckich badań klimatu w różnych skalach przestrzennych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

Układ treści nawiązuje do wcześniejszych badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii (rozd. II). Najpierw przedstawiono publikacje na ten temat, a potem prace archiwalne.

W rozdziale III przedstawiono artykuł p.t. *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy z zastosowaniem wielomianów regresji 2 stopnia (1961-1990)*. Cechy termiczne klimatu Europy z zastosowaniem wielomianów 4 stopnia to rozdz. IV. W rozdziale V zajęto się falami chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w 60-leciu (1951-2010) na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego położonego na Nizinie Środkowomazowieckiej – Równinie Warszawskiej.

Oryginalną część pracy stanowią rozdziały VI p.t. *Zmiany klimatu Mazowsza w odniesieniu do obszaru Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego* i VII *Wpływ ukształtowania i rzeźby terenu na zróżnicowanie klimatu Mazowsza według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego*. Najwięcej prac magisterskich dotyczy klimatu Niziny Środkowomazowieckiej i Kotliny Płockiej, a najmniej – Wzniesień Południowomazowieckich. Artykułem na zamówienie jest rozdział IX p.t. *Opady atmosferyczne we wschodniej części Niziny Mazowieckiej (na przykładzie Warszawy i Siedlec, 1949-2010)* autorstwa U. Kossowskiej-Cezak i J. Skrzypczuka.

Do ważniejszych problemów rozwiązywanych w pracach magisterskich należą:

- cechy klimatu Polski w odniesieniu do równoleżnika $\varphi = 52^{\circ}\text{N}$,
- zmiany klimatu Mazowsza w odniesieniu do obszaru Polski,
- rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zachmurzenia na Mazowszu,
- rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu stanu aerosanitarnego Mazowsza,
- regionalne zróżnicowanie cech termicznych klimatu Mazowsza na przykładzie Nizin: Środkowomazowieckiej, Północnomazowieckiej i Południowopodlaskiej,
- mezoregionalne zróżnicowanie klimatu Mazowsza na przykładzie Kotliny Warszawskiej i Wysoczyzny Siedleckiej,
- naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy.

W końcowych rozdziałach niektórych prac magisterskich zamieszczono też oceny klimatu badanych województw na potrzeby gospodarki człowieka np. rolnictwo, ogrodnictwo, turystyka i wypoczynek. Problemy te najlepiej przedstawia J. Wiekł-Wawer w pracy p.t. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego (1977)*.

Klimat badanego obszaru z punktu widzenia potrzeb rolnictwa, kształtuje się dla wielu upraw korzystnie, przede wszystkim dzięki wyższej temperaturze powietrza, małej liczbie przymrozków, dni mroźnych i bardzo mroźnych niż w województwach sąsiadujących od północy i wschodu. Niestety sumy opadu (zwłaszcza na północy i wschodzie Kotliny Warszawskiej) są niewystarczające do podtrzymywania wilgoci glebowej, jest tu bardzo sucho, co jest szczególnie niekorzystne dla owsa, jęczmienia, kukurydzy itp.

W badanym obszarze występują gleby niskiej jakości piaszczyste i piaszczysto-gliniaste i mimo że na przykład do uprawy buraka cukrowego i pszenicy, warunki klimatyczne są dogodne, to jednak gleby determinują uprawy na szerszą skalę. Bardziej

dogodny jest klimat dla upraw warzywniczych i sadowniczych (głównie na Równinie Warszawskiej i Łowicko-Błońskiej), gdzie drzewa owocowe najwcześniej zakwitają), a sprzyjają temu: dobre usłonecznienie, krótki okres z przymrozkami, najkrótszy okres zalegania pokrywy śnieżnej. Udział tych działów gospodarki rolnej w użytkowaniu rolniczym ziemi stale wzrasta i obecnie 9,9% wszystkich upraw stanowią warzywa, a 3,6% – sady. Ponadto rozwój gospodarki rolnej, uprawa inspektowa, szklarniowa wykluczają ujemne skutki klimatu województwa, jak niskie opady, czy też przymrozki.

Okolice Zalewu Zegrzyńskiego są z punktu klimatu terenami o najdogodniejszych warunkach dla rozwoju turystyki. Jest tu bowiem ciepło (powyżej 7,5°C), mało jest opadów i liczby dni z opadem, duże usłonecznienie, nieduże zachmurzenie, większe prędkości wiatru, co sprzyja żeglarsztwu.

Z kolei Puszcza Kampinowska jest „oazą” czystego, leśnego powietrza, bogatego w fitoncydy. Warunki termiczne są sprzyjające, lecz niestety „ściana” Puszczy odznacza się zwiększonymi opadami o dużym natężeniu (najwyższe maksima dobowe). Rejon ten poleca się szczególnie na wycieczki piesze i rowerowe szlakami turystycznymi.

Warszawa, jako stolica Polski i jako miasto z licznymi zabytkami, muzeami i innymi walorami kulturalnymi jest również dużym ośrodkiem turystycznym województwa. Niestety termiczne warunki klimatu stolicy są mniej sprzyjające dla turystów w okresie letnim, z racji wysokiej temperatury, większej ilości dni gorących i upalnych oraz parnych, oraz gorszych warunków aerosanitarnych.

Oceny klimatu na potrzeby budownictwa można znaleźć w pracy A. Ślęzak p.t. *Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej* (1978), w której stwierdzono duży wpływ zabudowy miejskiej na kierunek i prędkość wiatru w ciągu całego roku. Natomiast w pracach M. Śmietanki p.t. *Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu* (1995) i P. Parzuchowskiego pt. *Klimat lotniska Sądów w Radomiu* (2008) oceniono klimat na potrzeby komunikacji drogowej i lotniczej. Określono w nich warunki pogodowe sprzyjające wypadkom drogowym oraz warunki utrudniające funkcjonowanie lotniska (Atlas T. XXVI-XXVII, 2012 – Spis treści).

Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXVI-XXVII p.t. **Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)**, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski Wyd. UW, ss. 596)

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. NATURALNE I ANTROPOGENICNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
- III. WPŁYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA KLIMAT EUROPY – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA
- IV. CECHY TERMICZNE KLIMATU EUROPY – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- V. FALE CHŁODU I CIEPŁA W PRZEBIEGU ROCZNYM TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE (1951-2010) – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER
- VI. ZMIANY KLIMATU MAZOWSZA W ODNIESIENIU DO OBSZARU POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
- 6.1. Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Mazowsza (2006) – Magdalena NOWAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)

- 6.2. Cechy termiczne klimatu województwa mazowieckiego (2010) – Anna DZIOBAN (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 6.3. Zachmurzenie w Polsce i jego związek z typami cyrkulacji atmosferycznej (2010) – Magdalena PAWLAK (opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA)
- 6.4. Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Polsce (2005) – Kamila PYŁKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- VII. WPŁYW UKSZTAŁTOWANIA I RZEŻBY TERENU NA ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU MAZOWSZA WEDŁUG PODZIAŁU FIZYCZNOGEOGRAFICZNEGO J. KONDRACKIEGO
- 7.1. Klimat Niziny Środkowomazowieckiej**
- 7.1.1. Zachmurzenie i wilgotność powietrza w województwie warszawskim w latach 1951-1960 (1968) – Maria KRUK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)
- 7.1.2. Klimat Stołecznego Województwa Warszawskiego (1977) – Jolanta WAWER, (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.1.3. Charakterystyka klimatu Kotliny Warszawskiej (1971-1980) (1991) – Anna SZTABOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.1.4. Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej (1978) – Aleksandra ŚLĘZAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Danuta MARTYN)
- 7.1.5. Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią, cz. III. Stosunki opadowe (1963) – Elżbieta TCHÓRZEWSKA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)
- 7.1.6. Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. I. Stosunki termiczne (1971) – Barbara WALCZAK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.1.7. Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. II. Stosunki wilgotnościowe i anemometryczne (1970) – Barbara WIERZCHOWSKA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.1.8. Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. III. Stosunki nefologiczne i opadowe (1971) – Jolanta RÓŻYCKA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.1.9. Wpływ warszawskiej skarpy wiślanej na warunki termiczno-wilgotnościowe (1990) – Beata WOLSZCZAK (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.1.10. Charakterystyka klimatu Równiny Łowicko-Błońskiej w latach 1951-1965 (1992) – Beata NIEDŹWIEDŹ-GOSTOMSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.2. Klimat Kotliny Płockiej**
- 7.2.1. Klimat województwa Płockiego (1979) – Małgorzata DASZKIEWICZ (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)
- 7.2.2. Zmiany czasowo-przestrzenne pola opadów atmosferycznych w województwie płockim w latach 1951-1970 (1984) – Marianna KUBICKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.2.3. Ogólna charakterystyka klimatu Płocka (1979) – Ryszard WÓJCIKOWSKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.2.4. Związki korelacyjne parametrów meteorologicznych w Płocku (1951-1965) (1979) – Helena SIEREDZIŃSKA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.2.5. Wpływ wiatru na temperaturę powietrza w Płocku (1980) – Leszek ŁAPA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)
- 7.2.6. Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Płocka (1988) – Stefan NOWICKI (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.2.7. Wstępna charakterystyka klimatu lokalnego Mazowieckich Zakładów Petrochemicznych w Płocku (1980) – Marek KROŚKIEWICZ (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)
- 7.2.8. Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w ciepłej porze roku – Anna OSET (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 7.2.9. Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w półroczu chłodnym (1980) – Barbara BELI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)

- 7.2.10. Wpływ zabudowy na klimat lokalny Płocka (1988) – Eżbieta BŁAŻEK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.2.11. Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rzeźby terenu na przykładzie okolicy Płocka (1987) – Lidia ROMANIEC (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.2.12. Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rodzaju upraw (1981) – Maria JARZYNA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.2.13. Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki termiczne na przykładzie transektu położonego w okolicy Płocka (1987) – Maciej JAWOREK (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.2.14. Bilans radiacyjny zlewni eksperymentalnej w Murzynowie (1990) – Janusz KOSIŃSKI (opiekun naukowy: Witold LENART)
- 7.3. Klimat Niziny Północnomazowieckiej**
- 7.3.1. Ogólna charakterystyka klimatu Mławy (1951-1965) (1981) – Ireneusz PRUSINOWSKI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Danuta MARTYN)
- 7.3.2. Opady atmosferyczne na Wzniesieniach Mławskich i Równinie Raciąskiej (2000) – Andrzej BOJANOWSKI (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.3.3. Zróżnicowanie warunków termiczno-wilgotnościowych w Sierpcu (1976) – Danuta DANIELAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Witold LENART)
- 7.3.4. Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Sierpcu w miesiącach letnich (1977) – Monika ŻYROMSKA-STARZYK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 7.3.5. Klimat województwa Ostrołęckiego (1977) – Ewa JASŁOWSKA (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.3.6. Charakterystyka klimatu Ostrołęki (1993) – Janina KURPIEWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.3.7. Zróżnicowanie warunków klimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku) (1974) – Katarzyna STAROSTA (opiekunowie naukowcy: Witold LENART, Urszula KOSSOWSKA, Maria STOPA-BORYCZKA)
- 7.3.8. Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku) (1974) – Barbara GABRYL (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Maria KOPACZ)
- 7.4. Klimat Niziny Południowopodlaskiej**
- 7.4.1. Klimat Województwa Siedleckiego (1977) – Małgorzata ROGOWIEC (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.4.2. Charakterystyka klimatu Wysoczyzny Siedleckiej (1995) – Urszula MAŁA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.4.3. Charakterystyka klimatu Siedlec (1986) – Grażyna DĄBROWSKA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jerzy BORYCZKA)
- 7.4.4. Charakterystyka fizycznogeograficzna okolic Żelechowa ze szczególnym uwzględnieniem topoklimatu (2001) – Dariusz DOROBISZ (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- 7.5. Klimat Wzniesień Południowomazowieckich**
- 7.5.1. Klimat województwa Skierniewickiego (1977) – Jolanta MATUSIAK (opiekunowie: Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.5.2. Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (1997) – Eżbieta BODAN (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.5.3. Ogólna charakterystyka klimatu Radomia (1979) – Krystyna GÓRSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
- 7.5.4. Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu (1995) – Magdalena ŚMIETANKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- 7.5.5. Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2008) – Paweł PARZUCHOWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
- VIII. OPADY ATMOSFERYCZNE WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY MAZOWIECKIEJ (NA PRZYKŁADZIE WARSZAWY I SIEDLEC (1949-2010) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jan SKRZYPCZUK
- IX. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADAŃ KLIMATU MAZOWSKA W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
- X. ZAKOŃCZENIE
- XI. LITERATURA

4.7. Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski

Prezentowany Tom XXVIII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* p.t. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* jest siódmą częścią syntezy prowadzonych badań w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (z udziałem studentów) w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski.

Spis treści koresponduje z wcześniej opublikowanymi częściami dotyczącymi badań klimatu Warszawy i innych miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Najpierw, tj w rozdz. II *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* przedstawiano publikacje na podjęty temat, a potem prace archiwalne. Jedna z nich (rozdz. III) pt. *Wpływ warunków pogodowych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza na terenie Warszawy – Początki badań Zakładu Klimatologii* zawiera wyniki najwcześniej prowadzonych pomiarów stężenia i opadu pyłu w Warszawie (z roku 1969).

W kolejnych rozdziałach IV, V, VI zamieszczono 3 artykuły: B. Kicińskiej p.t. The aerosanitary conditions in the towns of Poland, K. Olszewskiego pt. The acidity of precipitation in Warsaw i M. Śmietanki. p.t. The influence of aerosanitary and biometeorological conditions on the health and mortality of the inhabitants of Warsaw – dotyczący samej stolicy. Pozycje te opublikowane były w *Studies on the climate of Warsaw*, ed. M. Stopa-Boryczka, Warsaw 2003 (IV i VI jako obszerne fragmenty prac doktorskich).

Oryginalną część pracy stanowi rozdział VII p.t. *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zanieczyszczenia powietrza miast w Polsce w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW*. Wyróżniono w nim cztery podrozdziały dotyczące zmian zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy, zmian zanieczyszczenia powietrza miast w południowej i północnej Polsce oraz miast w innych krajach.

Do najważniejszych problemów badawczych w pracach magisterskich należą:

- rola cyrkulacji atmosferycznej w zmianach zanieczyszczenia powietrza związkami siarki (SO₂) w miastach na Mazowszu i innych regionach Polski,
- wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza (dwutlenku siarki SO₂ i dwutlenku azotu NO₂) na przykładzie Warszawy,
- zależność stężenia dwutlenku azotu od natężenia ruchu drogowego i warunków pogodowych w Warszawie.
- zmiany okresowe (dobowe i roczne) stężenia ozonu troposferycznego i ich zależność od warunków pogodowych.
- zależność stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu od warunków meteorologicznych w Warszawie i Krakowie.
- kwasowość opadów atmosferycznych na przykładzie Warszawy i Jarczewa.

Na przykładzie pracy doktorskiej Bożeny Kicińskiej pt. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce* (maszynopis 1999, promotor: Maria Stopa-Boryczka) określono wpływ adwekcji mas powietrza na przestrzenny rozkład dwutlenku siarki w Polsce z uwzględnieniem układów cyklonalnych i antycyklonalnych. Wyodrębniono także sytuacje pogodowe sprzyjające dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu, zwłaszcza na obszarach o dużym zagrożeniu środowiska

naturalnego związkami siarki. Są to aktualne problemy związane z ochroną atmosfery przed zbyt dużą zawartością toksycznych substancji.

Stężenie dwutlenku siarki w Polsce opisują wyniki codziennych pomiarów z 54 stacji monitoringu zanieczyszczeń powietrza z lat 1993-1997. Stacje zlokalizowane są przeważnie w miastach w różnych jednostkach fizycznogeograficznych Polski. Serie obserwacyjne poszczególnych stacji liczą najczęściej 1400-1800 dni. Cyrkulację atmosferyczną w Polsce w tym samym okresie opisują kierunki adwekcji mas powietrza oraz układy baryczne. Określono je na podstawie codziennych map synoptycznych (z czterech terminów) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Okres 1993-1997 charakteryzował się w Polsce małymi zmianami rocznej emisji dwutlenku siarki: 2,7 mln ton w 1993 r. i 2,4 mln ton w 1996 r. Niezmienna była w tym czasie lokalizacja głównych źródeł emisji SO₂ w Polsce, głównie elektrowni i elektrociepłowni. Podobnie jak w Polsce tendencja spadkowa emisji związków siarki występowała również w całej Europie.

Z przeprowadzonych badań wynika, że:

- cyrkulacja atmosferyczna w istotny sposób wpływa na zanieczyszczenie powietrza w Polsce dwutlenkiem siarki, przy czym rola kierunku adwekcji mas powietrza jest znacznie silniejsza niż rola układu barycznego,
- zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od kierunku adwekcji mas powietrza najsilniej zaznacza się na Górnym Śląsku oraz na wybrzeżu, zależność od rodzaju układu barycznego – na Górnym Śląsku,
- w północnej części Polski oraz na Górnym Śląsku dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu sprzyja adwekcja mas powietrza z sektora południowo-wschodniego, a mniej – napływ mas z północo-zachodu,
- w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części kraju rośnie negatywna rola adwekcji mas powietrza z południo-zachodu i zachodu oraz pozytywna – przy adwekcji mas powietrza z północo-wschodu,
- średnie oraz maksymalne wartości stężenia dwutlenku siarki przy napływie mas powietrza z kierunków sprzyjających złym warunkom aerosanitarnym mogą być nawet kilkakrotnie większe niż przy adwekcji z kierunków, przy których warunki aerosanitarnie są najlepsze.

Wyniki te mogą również posłużyć do prognozy stanu aerosanitarnego w poszczególnych regionach przy różnych sytuacjach synoptycznych.

Do nowych problemów rozwiązywanych w Zakładzie Klimatologii w pracach magisterskich należy ocena stanu zanieczyszczenia miast Polski nie tylko dwutlenkiem siarki, ale także dwutlenkiem azotu oraz ozonu troposferycznego i pyłu zawieszony w powietrzu. Głównym celem badań są zmiany dobowe i roczne oraz ich zależność od typów cyrkulacji. Najwięcej przykładów pochodzi z Warszawy i Krakowa.

W rozdziale VIII pt. *Stan badań współczesnych zmian klimatu z uwzględnieniem prognoz* omówiono ważniejsze problemy i wyniki badań w zakresie zmian klimatu. Rozdział IX pt. *Verification of forecasts concerning periodic changes in the climate of Warsaw in the period 1779-2010* poświęcono ocenie wiarygodności prognoz okresowych zmian klimatu Warszawy według interferencji cykli temperatury powietrza, wykrytych w serii pomiarów od 1779 roku (Warszawa-Observatorium Astronomiczne) metodą „sinusoid regresji” – przede wszystkim tych sprzed 31-lat (1980-2010) i 20 lat (1991-2010) (Atlas T. XXVIII, 2012 – Spis treści).

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXVIII p.t. **Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski**, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski Wyd. UW, ss. 470

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATTOLOGII
- III. WPŁYW WARUNKÓW POGODOWYCH NA ROZPRZESTRZENIANIE SIĘ ZANIECZYSZCZEŃ POWIETRZA NA TERENIE WARSZAWY – POCZĄTKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII
- IV. THE AEROSANITARY CONDITIONS IN THE TOWNS OF POLAND – Bożena KICIŃSKA
- V. THE ACIDITY OF PRECIPITATION IN WARSAW – Krzysztof OLSZEWSKI
- VI. THE INFLUENCE OF AEROSANITARY AND BIOMETEOROLOGICAL CONDITIONS ON THE HEALTH AND MORTALITY OF THE INHABITANTS OF WARSAW – Magdalena KUCHCIK
- VII. ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W KSZTAŁTOWANIU ZANIECZYSZCZENIA POWIETRZA MIAST W POLSCE W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
- 7.1. Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy**
- 7.1.1. Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce (2005) – Kamila PYŁKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.1.2. Zależność stężenia siarczanów w powietrzu od cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Warszawy (1988) – Piotr KOŁECKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.3. Zależność stężenia dwutlenku azotu w Warszawie od warunków meteorologicznych i cyrkulacji atmosferycznej (2000) – Krzysztof KOCHAŃSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.4. Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie (2000) – Aleksandra CZERWONKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
- 7.1.5. Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006 (2010) – Paweł SZCZEPAŃSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.1.6. Zmiana zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2006-2010 (2011) – Jacek KRYTWIŃSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.7. Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy (2004) – Katarzyna JATCZAK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
- 7.1.8. Zmiany stężenia ozonu troposferycznego w Warszawie w latach 2004-2008 (2010) – Izabela ŻOCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.9. Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy (2010) – Urszula FRYDRYCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.10. Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995 (2000) – Adam CIEŚLAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.11. Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa (2009) – Katarzyna ZDUNCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.1.12. Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/1970 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.1.13. Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku (1971) – Barbara KLEMENTYS (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)
- 7.1.14. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza w Płocku (2005) – Jacek ZÓŁTOWSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2. Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w południowej Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Krakowa**

- 7.2.1. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce (2009) – Anna SKUPIŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.2. Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy (2004) – Agata KIELMER (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.3. Zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) – Izabela GOŁĘBCZYK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.4. Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) – Aneta WICHER VEL WICHROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
- 7.2.5. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1995-1997 (2003) – Marek HENZEL (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.6. Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009 (2011) – Anna FAFLAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.7. Zmiany zanieczyszczenia powietrza w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym w latach 90. XX wieku (2003) – Aldona GIETKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.2.8. Ocena stopnia zanieczyszczenia powietrza na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych, (1998) – Łukasz PILARCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.3. Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w północnej Polsce**
- 7.3.1. Zanieczyszczenie powietrza tlenkami azotu w północno-zachodniej Polsce (2012) – Agata WAWRZYSZCZUK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.3.2. Zależność stężenia dwutlenku siarki w atmosferze od warunków pogodowych na obszarze Pobrzeża Polski w latach 1994-1997 (2003) – Izabella PRZYCZKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.3.3. Wpływ warunków atmosferycznych na stężenie dwutlenku siarki w Łebie w latach 1994-1999, (2004) – Małgorzata SZYMAŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- 7.3.4. Zależność dobowego stężenia jonów siarczanowych w atmosferze od typów cyrkulacji (na przykładzie Suwałk) (1993) – Jan SUCHOCKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.3.5. Zależność dobowego stężenia dwutlenku siarki w atmosferze oraz typów cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Suwałk) (1993) – Joanna DOWGIAŁŁO (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.4. Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w innych krajach**
- 7.4.1. Wpływ topografii terenu na stężenie SO₂ w powietrzu na obszarze Sudetów Zachodnich i Pogórza Zachodniosudeckiego (2004) – Urszula RUDNICKA (opiekun naukowy: Danuta DOBAK)
- 7.4.1. Zanieczyszczenia atmosfery dwutlenkiem siarki w Polsce i w Niemczech w latach 1993-1996, (1998) – Krzysztof PISKORSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
- 7.4.2. Warunki tworzenia się smogu fotochemicznego na przykładzie Meksyku (2010) – Maria CUEVAS-KOSESKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- VIII. STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU Z UWZGLĘDNIENIEM PROGNOZ – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- IX. VERIFICATION OF PERIODIC FORECASTS CONCERNING CHANGES IN THE CLIMATE OF WARSAW IN THE PERIOD 1779-2010 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER
- X. ZAKOŃCZENIE
- XI. LITERATURA

4.8. Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski

Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego przekazuje zainteresowanym instytucjom i osobom prywatnym kolejny **Tom XXIX Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce** pt. *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski*.

Prace dyplomowe w tym zakresie podejmowane były najczęściej z inicjatywy studentów specjalizacji klimatologicznej. Świadectwem tego niech będzie pierwsza praca magisterska J. Ososa pt. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie*, wykonana przez czynnego pracownika LOT pod kierunkiem W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej w 1963 roku.

Przed przystąpieniem do zasadniczego tematu, w rozdz. II pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* dokonano prezentacji kolejnych problemów badań klimatu w różnych skalach przestrzennych, zawartych w kolejnych tomach Atlasu.

We współczesnym świecie daje się zaobserwować gwałtowny rozwój komunikacji lotniczej. Wzrosła liczba nowych połączeń, wydłużają się ich trasy i czas trwania lotu.

Komunikacja lotnicza stała się najbezpieczniejszym i najszybszym rodzajem transportu o szybko wzrastającej liczbie pasażerów. Gwałtownie rośnie też zainteresowanie zjawiskami atmosferycznymi, towarzyszącymi podróżom lotniczym i wywierającymi negatywny wpływ na organizm człowieka.

Tematy dotyczące bezpośrednio klimatu lotnisk najczęściej podejmowane były przez studentów specjalizacji w pierwszej dekadzie XXI wieku (Mrozek 2003, Błasiak 2007, Parzuchowski 2008, Olczak 2008, Szmyd 2008, Śmielak 2010, Tołoczko 2010).

Klimat lotniska Okęcie w Warszawie przedstawiony w rozdziałach III pt. *Klimat lotniska Okęcie w Warszawie w opublikowanych skrótach prac magisterskich Zakładu Klimatologii* i IV pt. *Klimat lotniska w Warszawie w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii* jest potraktowany wyjątkowo, bo uwzględnia aż 15 prac związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem.

Druga część pracy dotyczy klimatu lotnisk położonych nie tylko na Mazowszu ale i w innych regionach geograficznych Polski:

- Nizina Mazowiecka – Warszawa (Okęcie), Radom (Sadków), Dęblin (Lotnisko)
- Pojezierze Mazurskie – Olsztyn (Dajtki)
- Pojezierze Wielkopolskie – Poznań (Ławica)
- Nizina Śląska – Wrocław (Strachowice)
- Karpaty Polskie – Krosno (Lotnisko), góry

Za najważniejsze wyniki badań tej zasadniczej części *Atlasu* należy uznać prace dotyczące bezpośrednio oceny klimatu badanych lotnisk wymienionych miast. Lotniska zbadano pod względem: kierunku i prędkości wiatru, częstości występowania mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu oraz intensywnych opadów atmosferycznych. Wydzielono też okresy, w których pogoda najbardziej lub najmniej sprzyja komunikacji lotniczej.

Na szczególną uwagę zasługuje rozdział VI pt. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* poświęcony obciążeniom organizmów ludzkich powstałym na dalekich trasach lotniczych po przekroczeniu stref klimatycznych i czasowych (Buczyński 1990). Najwięcej miejsca poświęcono obciążeniom wynikającym ze zmiany strefy klimatycznej. Podjęto próbę określenia obciążeń klimatycznych, tj. stresu ciepła i stresu chłodu. Opisano zmiany odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach: Warszawa-Singapur, Warszawa-Kair, Warszawa-Montreal.

Badając częstość występowania w ciągu roku codziennych różnic Δ NTE podzielonych w przedziały wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. I tak, dla tras Warszawa-Singapur i Warszawa-Kair najbardziej niekorzystny dla organizmu okres przypada między listopadem i lutym, a minimum obciążeń występuje między czerwcem i wrześniem (Singapur) lub kwietniem i październikiem (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa-Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń występuje od grudnia do lutego, a minimum od czerwca do września. Uzyskane wyniki mogą stanowić podstawę do planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwalają.

Wydzielono też rozdział VII pt. *Wiatry silne i bardzo silne w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne* dotyczący wiatrów o dużych prędkościach w Polsce, traktując je jako niebezpieczne zjawiska pogodowe w komunikacji lotniczej. Rozdział VIII pt. *Zmiany okresowe i tendencje niektórych zjawisk pogodowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa* obejmuje niektóre zjawiska pogodowe w Polsce i ich niebezpiecznych skutki dla różnych dziedzin gospodarki narodowej (opublikowane przez zespół pracowników Zakładu Klimatologii).

W oryginalnym rozdziale IX pt. *Weryfikacja prognoz okresowych zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1980-2100* oceniono sprawdzalność prognoz opadów (według interferencji cykli) na przykładzie Warszawy i Wrocławia.

W rozdziale X pt. *O realności okresów i tendencji zmiennych klimatologicznych* zastosowano zasady identyfikacyjne w weryfikacji wyznaczanych cykli (metodą „sinusoid regresji”) w odniesieniu do ich przyczyn i liczb losowych.

W *Zakończeniu* (rozdz. XI) przedstawiono najważniejsze wyniki badań, dotyczących oceny klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej w miastach reprezentujących różne regiony geograficzne Polski (Atlas T. XXIX, 2013 – Spis treści).

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, *Atlas Współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, T. XXIX p.t. **Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski**, red.: Krzysztof Błażejczyk, Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka, Jolanta Wawer, Władysław Żakowski Wyd. UW, ss. 450)

SPIS TREŚCI

- I. WPROWADZENIE
- II. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
- III. KLIMAT LOTNISKA OKĘCIE W WARSZAWIE W OPUBLIKOWANYCH SKRÓTACH PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
 - 3.1. Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) – Józef OSOS (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)
 - 3.2. Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007) – Karolina BŁASIAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
 - 3.3. Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) – Marta MACIEJAK (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 3.4. Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) – Paulina PIĄTKOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
 - 3.5. Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) – Karol STYŚ (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)
 - 3.6. Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995 (2003) – Mariola GÓRSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
 - 3.7. Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie (1997) – Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA) (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)
 - 3.8. Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy (2008) – Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA
 - 3.9. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Krakowie (2009) – Joanna MAROSZEK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
 - 3.10. Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁAŻEWSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)
 - 3.11. Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) – Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)

- IV. KLIMAT LOTNISKA W WARSZAWIE W ARCHIWALNYCH PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII
 - 4.1. Rola mas powietrza w kształtowaniu warunków termicznych w Warszawie (2009) – Dominika PIĘTAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 4.2. Częstość burz w różnych masach powietrza w Warszawie (2008) – Izabela ZABŁOCKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 4.3. Cykliczność i tendencje zmian hydrometeorów w Warszawie – Monika MARKS (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)
 - 4.4. Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy (2011) – Grzegorz WIKTORSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- V. OCENA KLIMATU NA POTRZEBY KOMUNIKACJI LOTNICZEJ W INNYCH MIASTACH POLSKI (RADOM, DĘBLIN, OLSZTYN, POZNAŃ, WROCŁAW, KROSNO)
 - 5.1. Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2008) – Paweł PARZUCHOWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)
 - 5.2. Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie (2010) – Marzena ŚMIELAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 5.3. Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki (2003) – Anna MROZEK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
 - 5.4. Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy (2008) – Emilia OLCZAK (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)
 - 5.5. Niebezpieczne zjawiska pogodowe zagrażające funkcjonowaniu Lotniska Wrocław Strachowice w latach 2006-2009 (2010) – Anna TOŁOCZKO (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
 - 5.6. Wpływ warunków meteorologicznych na funkcjonowanie lotniska w Krośnie – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
 - 5.7. Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich (2008) – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)
- VI. OBCIĄŻENIA ORGANIZMU LUDZKIEGO POWSTAŁE NA DALEKICH TRASACH LOTNICZYCH (1990) – Krzysztof BUCZYŃSKI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)
- VII. WIATRY SILNE I BARDZO SILNE W POLSCE I ICH UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE
 - 7.1. Warunki synoptyczne sprzyjające występowaniu silnych wiatrów w Polsce w latach 1951-1987 (1997) – Elżbieta FLISIAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)
 - 7.2. Wiatry silne i bardzo silne w Polsce (1995) – Anna Beata ADAMCZYK (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)
- VIII. ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODOWYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Katarzyna GRABOWSKA, Jolanta WAWER, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK
- IX. WERYFIKACJA PROGNOZ OKRESOWYCH ZMIAN OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE W LATACH 1980-2100 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER
- X. O REALNOŚCI OKRESÓW I TENDENCJI ZMIENNYCH KLIMATOLOGICZNYCH – Jerzy BORYCZKA
- XI. ZAKOŃCZENIE
- XII. LITERATURA

Dotychczasowe wyniki badań studenckich przyczyniły się głównie do poznania cykliczności i tendencji zmian klimatu Polski (T. XXIII) i Europy (T. XXV) oraz prognozowanych zmian klimatu w XXI wieku. Ponadto badano wpływ miasta na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Warszawy i okolic (T. XXII i T. XXIV).

Na uwagę zasługuje również dzieło piknikowe pt. *Klimat wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007* (2008).

Oceny klimatu na bezpośrednie potrzeby człowieka można znaleźć w kolejnych 2 tomach Atlasu, tj. w T. XXVIII pt. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* i T. XXIX pt. *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski*.

Prezentowany T. XXX Atlasu pt. *Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* jest syntezą dotychczasowych badań wpływu czynników geograficznych na klimat w różnych skalach przestrzennych.

Nawiązuje on najbardziej do T. XXVI-XXVII, dotyczącego badań klimatu Niziny Mazowieckiej w skalach makroregionalnej, mezoregionalnej i lokalnej.

Opublikowanie kolejnych części tej 30-tomowej serii *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* było możliwe dzięki pomocy wielu życzliwych osób. Z okazji 60-lecia Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2010) i 40-lecia tego wydawnictwa (1974-2013) pragniemy serdecznie podziękować tym wszystkim współpracownikom, którzy przyczynili się do zachowania ciągłości serii.

Na pierwszym miejscu należy wymienić prof. Jerzego Kondrackiego – autora przedmów do 9 tomów *Atlasu*, za sugestie uwzględnienia lokalnych czynników geograficznych w modelowaniu klimatu Polski oraz określenia udziału czynników astronomicznych w badaniach zmian klimatu Ziemi.

Serdecznie dziękujemy kolejnym władzom Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW – Dziekanom: Prof. dr hab. Andrzejowi Richlingowi, Prof. dr hab. Marii Skoczek i Prof. dr hab. Andrzejowi Lisowskiemu oraz obecnemu Kierownikowi Zakładu Klimatologii Prof. dr hab. Krzysztofowi Błażejczykowi za życzliwość i akceptację kierunków badań w kolejnych tomach *Atlasu*. Ponadto serdecznie dziękujemy Wydawnictwom Uniwersytetu Warszawskiego i Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych, a przede wszystkim Redaktorowi Władysławowi Żakowskiemu, za cenne rady i wskazówki podczas redagowania kolejnych części *Atlasu*.

Obliczenia do części wcześniejszych tomów Atlasu wraz z modyfikacją programów zostały wykonane w Centrum Informatycznym Uniwersytetu Warszawskiego.

Należy także podkreślić, że wydawane tomy zwłaszcza w poprzednim dziesięcioleciach były dofinansowane przeważnie przez Komitet Badań Naukowych.

Niektóre tomy Atlasu były wyróżnione nagrodami Rektora Uniwersytetu Warszawskiego, a dwa z nich nagrodami Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Autorzy składają także serdeczne podziękowanie mgr inż. Magdalenie Grzędzie – absolwentce studiów magisterskich Wydziału Geologii UW za duży udział w opracowaniu prezentowanych skrótów prac magisterskich.

V. BADANIA KLIMATU LOKALNEGO NA PRZYKŁADZIE TERENÓW MIEJSKICH, LEŚNYCH, JEZIORNÝCH I BAGIENNYCH W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO

5.1. Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie

Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA,
Jolanta WAWER, Katarzyna GRABOWSKA

Celem pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza przez miasto w zależności pory doby, roku i warunków pogodowych. Rozwiązania tego problemu przedstawiono na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, ($\varphi=52,1^\circ\text{N}$, $\lambda=21,0^\circ\text{E}$, $H=106$ m n.p.m.). Materiały źródłowe pochodzą głównie ze śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej „Uniwersytet” Zakładu Klimatologii UW, działającej od 1956 r. Wyniki badań odniesiono do danych z przyferyjnej stacji synoptycznej „Okęcie”.

Zmiany dobowe i roczne miejskiej wyspy ciepła

Wyspa ciepła w Warszawie tj. różnica temperatury powietrza ($\Delta T = T_m - T_o > 0$) między miastem (T_m) a peryferiami (T_o) cechuje się periodycznymi wahaniami – dobowymi i rocznymi oraz wieloletnimi. Istotne jest poznanie dobowych zmian różnic ΔT i wyznaczenie terminów pojawiania się wyspy ciepła, występowania maksimum jej intensywności oraz czasu jej zaniku. Największe różnice temperatury powietrza między miastem i peryferiami ($\Delta T > 0$) występują wieczorem i nocą (tab.1, rys. 1 i 2) (Wawer, 1997).

Tabela 1. Zmiany dobowe miejskiej wyspy ciepła ($\Delta T > 0$) w Warszawie

Table 1. The daily changes of the urban heat island ($\Delta T > 0$) in Warsaw

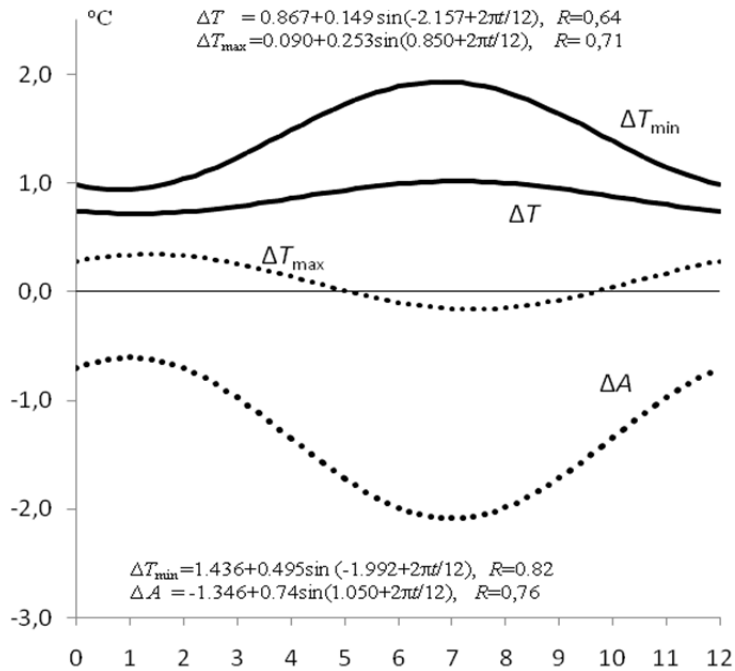
Season of the year	Time of appearance of the heat island (h)	Time of appearance of the maksimum (h)	Time of weakening of the island (h)	During the day $^\circ\text{C}$	Extreme values
Winter	16-18	21-24	6-7	$\Delta T > 0$	9,0-11,0
Spring	17-18	24	7-8	$\Delta T \leq 0$	9,0
Summer	18-20	22-24	6-8	$\Delta T < 0$	8,0
Autumn	16-18	21-01	6-9	$\Delta T < 0$	8,0

Wyspa ciepła jest najintensywniejsza w lecie (lipiec), osiągając w centralnych rejonach miasta średnio różnicę (ΔT) ponad 2°C . Przyrosty lub spadki temperatury powietrza (ΔT) w mieście dostarczają informacji o tempie nagrzewania i wychładzania miasta, tj. o tendencji zmian $a = \frac{\partial T}{\partial t}$ w stosunku do terenów niezabudowanych. Tereny o gęstej zabudowie (śródmiejskie) cechują się powolniejszym tempem nagrzewania i wychładzania niż przyferyjne, zwłaszcza w miesiącach letnich (tab. 2, rys. 1-4) (Wawer, 1997).

Tabela 2. Tempo nagrzewania i ochładzania – tendencja temperatury powietrza (a) w centrum Warszawy i na peryferiachw porach roku (°C/h)

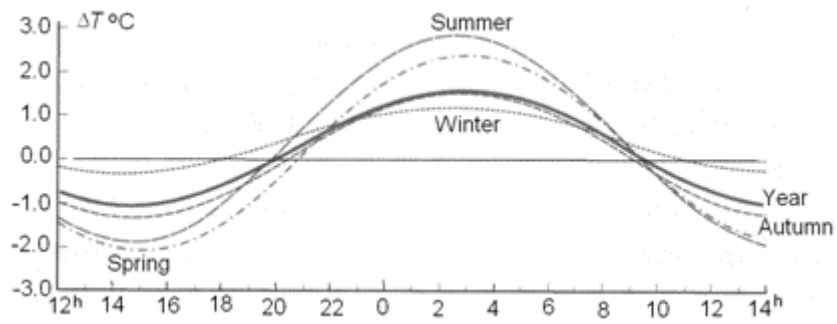
Table 2. The rates of warming and cooling – tendencies in air temperature (a) of the air in downtown Warsaw and in the peripheries (°C/hour)

	Rates of Warming – $a > 0$		Rates of cooling – $a < 0$	
	Downtown	Periphery – Okęcie	Downtown	Periphery – Okęcie
Winter	0,2-0,1	1,5-2,5	0,1-0,7	1,0-3,0
Spring	0,3-2,0	1,0-3,0	0,1-0,7	1,0-3,0
Summer	1,0	1,0-3,0	< 1,0	0-5
Autumn	1,0-2,0	1,0-3,0	1,0-2,0	2,0-3,0

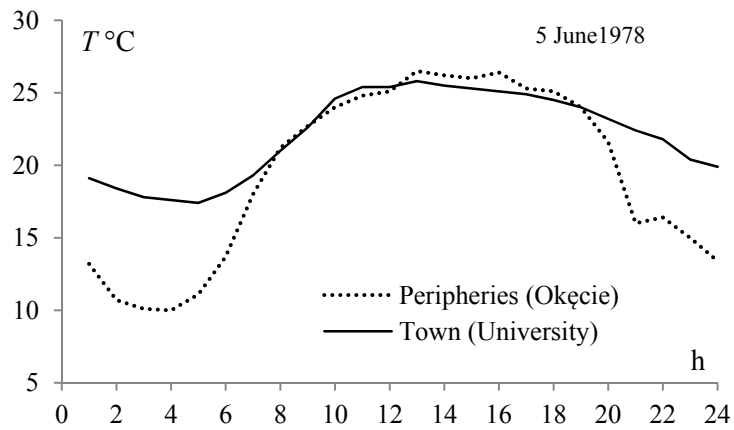


Rys. 1. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza: średniej rocznej (ΔT), maksimum (ΔT_{\max}), minimum (ΔT_{\min}) i dobowej amplitudy (ΔA) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie)

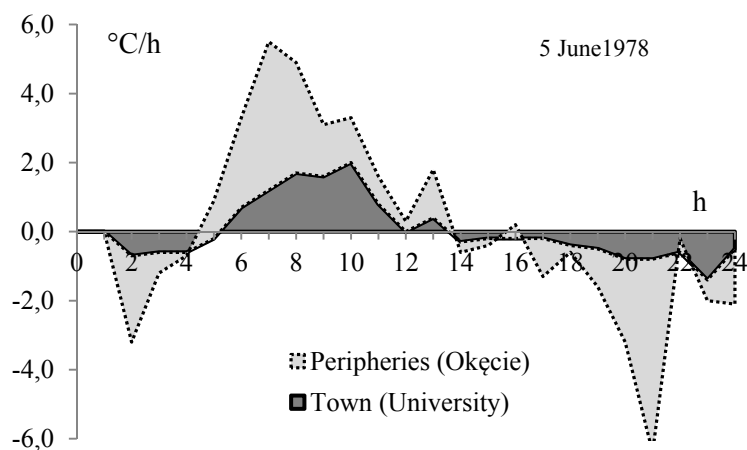
Fig. 1. The annual changes of the differences of air temperature: of the daily average (ΔT), maximum temperature (ΔT_{\max}), minimum temperature (ΔT_{\min}) and daily amplitude (ΔA) between the town (University) and its peripheries (Okęcie) (1961-1965)



Rys. 2. Przebieg dobowy miejskiej wyspy ciepła ($\Delta T > 0$) w Warszawie (1961–1965)
Fig. 2. Diurnal changes of intensity of heat Island in Warsaw (1961-1965)



Rys. 3. Przebieg dobowy temperatury powietrza w Warszawie (Uniwersytet – śródmieście, Okęcie – peryferie, 5 VI 1978)
Fig. 3. The daily changes of air temperature in Warsaw (University – town, Okęcie – peripheries), 5.06.1978



Rys. 4. Przebieg dobowy tendencji temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) w Warszawie (Uniwersytet – śródmieście, Okęcie – peryferie, 5 VI 1978)

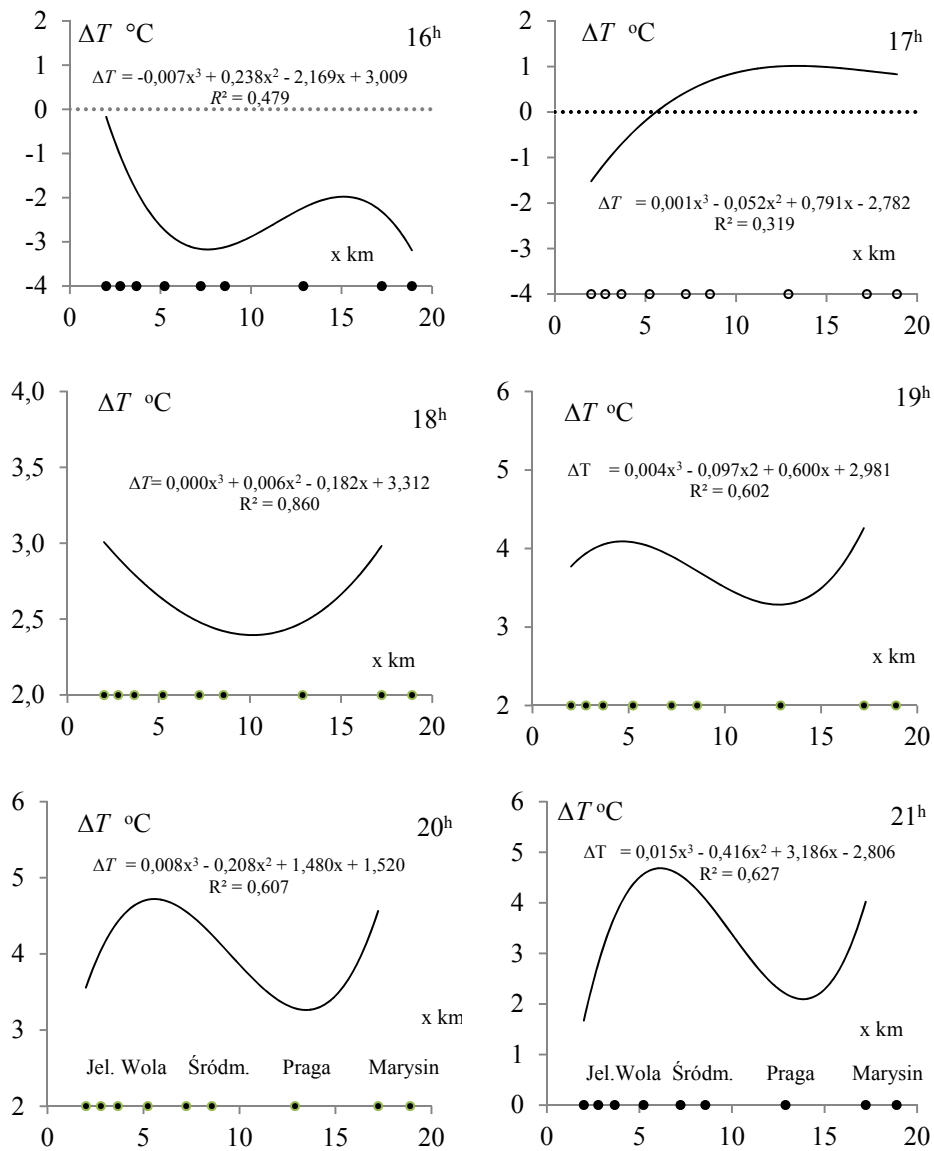
Fig. 4. The daily changes of the tendencies in air temperature ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) in Warsaw (University of Warsaw, Okęcie – peripheries), 5.06.1978

Zależność miejskiej wyspy ciepła od warunków pogodowych

Zmiany przestrzenne miejskiej wyspy ciepła w Warszawie, w kierunku zachód-wschód w godzinach 16, 18, 20 charakteryzują profile różnic temperatury powietrza (ΔT) między dzielnicami (Jelonki, Wola, Śródmieście, Praga, Marysin) i jego peryferiami (Okęcie). Miejska wyspa ciepła ($\Delta T > 0$) pojawia się o godz. 16.00 na Jelonkach, o 18⁰⁰ i 20⁰⁰ występuje na całym profilu W-E, a o 20⁰⁰ – jest największa (5,0 $^{\circ}\text{C}$) w Śródmieściu w odległości $x=8,56$ km (tab. 3, rys. 5).

Tabela 3. Profile równoleżnikowe W-E (Jelonki, Wola, Śródmieście, Praga, Marysin) zmian różnic temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$) między miastem i peryferiami w Warszawie
Table 3. Profiles latitudinal $\Delta T(x)$ (Jelonki, Wola, Śródmieście, Praga, Marysin) changes of air temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between the town and its vicinity in Warsaw (30.06-22.07 1992) (Przybyłkowska, 2008)

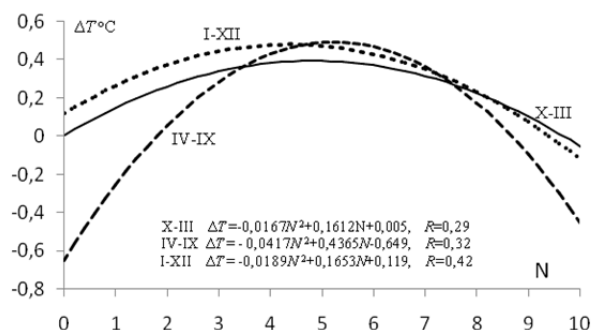
Profiles W-E	Jelonki		Wola		Śródmieście		Praga	Marysin	
x km	2,00	2,78	3,67	5,22	7,22	8,56	12,89	17,22	18,89
16 ^h	1,7	-3,0	-2,6	-2,6	-2,6	-2,4	-3,0	-2,1	-3,2
18 ^h	3,1	2,8	2,8	2,6	2,4	2,6	2,4	3,0	.
20 ^h	3,4	4,4	4,3	4,7	3,9	5,0	3,1	4,6	.



Rys. 5. Profile równoleżnikowe $\Delta T(x)$ (W-E, Jelonki, Wola, Śródmieście, Praga, Marysin) zmian różnic temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$) między miastem i peryferiami w Warszawie, (30.06-22.07 1992) – 16^h-21^h
Fig. 5. Profiles latitudinal $\Delta T(x)$ (Jelonki, Wola, Śródmieście, Praga, Marysin) changes of air temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between the town and its vicinity in Warsaw (30.06-22.07 1992) – 16^h- 21^h

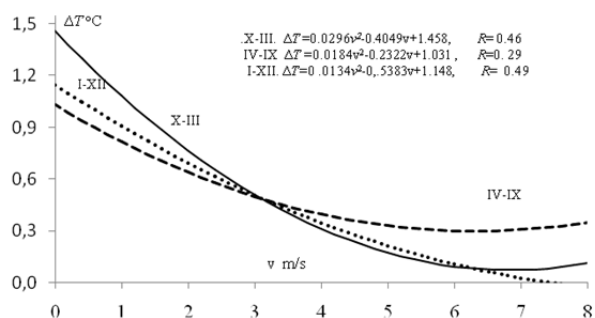
Wpływ zachmurzenia i prędkości wiatru na miejską wyspę ciepła (ΔT) w Warszawie charakteryzują wykresy parabol regresji (R – multiple correlation coefficient) (rys. 6-7), a zależność od temperatury powietrza poza miastem – rys. 8. Najmniejsze różnice temperatury powietrza (ΔT) między centrum miasta i peryferiami (średniej i minimalnej T_{\min}) występuje przy temperaturze bliskiej zera. W półroczu ciepłym miejska wyspa

ciepła jest najintensywniejsza (największe różnice ΔT), gdy temperatura powietrza poza miastem wynosi 13-16°C, a w półroczu chłodnym jest najbardziej intensywna, gdy temperatura spada poniżej -10°C. Natomiast w każdej porze roku różnica temperatury między miastem i otoczeniem maleje ze wzrostem prędkości wiatru do zera, przy prędkościach wiatru 7-8 m/s. Po prostu przy dużych prędkościach wiatru intensywna pozioma wymiana ciepła powoduje zanik różnic temperatury powietrza (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1995).



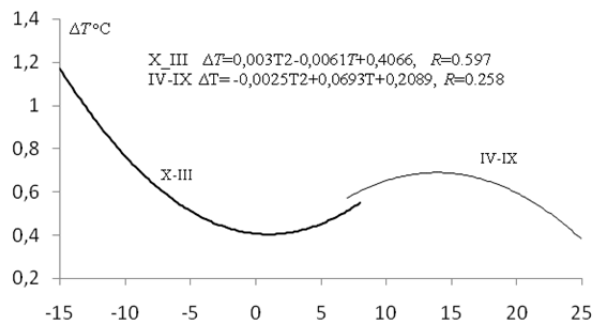
Rys.6. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od zachmurzenia (N) w Warszawie (1961-1965)

Fig. 6. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N), Warsaw (1961-1965)



Rys.7. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od prędkości wiatru (v) w Warszawie (1961-1965)

Fig. 7 Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v), Warsaw (1961-1965)



Rys. 8. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i jego otoczeniem od temperatury powietrza (T) w Warszawie (1961-1965)
Fig. 8. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the air temperature (T), Warsaw (1961-1965)

O zanikaniu miejskiej wyspy ciepła (ΔT) ze wzrostem: temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v) informują ujemne współczynniki regresji wielokrotnej (tab. 4).

Tabela 4. Równania hiperpłaszczyzn regresji różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem i jego peryferiami względem temperatury otoczenia T , zachmurzenia N i prędkości wiatru v , (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Table 4. Hyperplane regression equation of air temperature differences (ΔT) between the center of town and its peripheries in relation to the temperature of surroundings T , cloudiness N and wind speed v , (R – multiple correlation coefficient)

Cold period (X-III)	$\Delta T = -0,0186 T - 0,0687 N - 0,1479 v + 1,448$	$R = 0,58$
Warm period (IV-IX)	$\Delta T = -0,0105 T - 0,0105 N - 0,1082 v + 1,329$	$R = 0,58$
Year (I-XII)	$\Delta T = -0,0105 T - 0,0105 N - 0,1082 v + 1,329$	$R = 0,56$

Prawdopodobieństwo występowania miejskiej wyspy ciepła

Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie histogramu i dystrybuanty empirycznej (częstości skumulowanych) średnich miesięcznych różnic temperatury powietrza ($x = \Delta T$) w Warszawie (1976-1980) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) o 19⁰⁰ z rozkładem normalnym zmiennej standaryzowanej w przedziale $-4,0 < t \leq 4$:

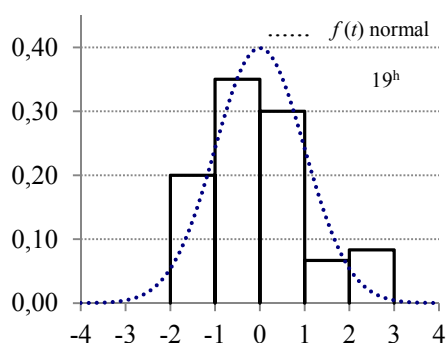
$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}t^2}, \quad F(t) = \int_{-\infty}^{t_0} f(t) dt$$

gdzie $t_0 = \frac{x_0 - x_{sr}}{s}$, x_{sr} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe.

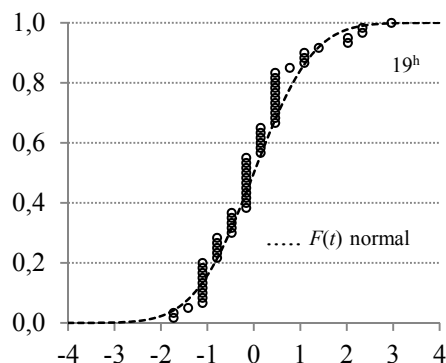
Z porównania histogramów i wykresów dystrybuant (rys. 9a i 9b) (a także zastosowania testu zgodności Kołmogorowa) wynika, że różnice ΔT o godzinie 19⁰⁰ mają rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do normalnego. Prawdopodobieństwo wystąpienia różnicy

ΔT powyżej x_0 : $P(x > x_0) = P(t > t_0)$ jest równe $1 - F(t_0)$, gdzie $t_0 = \frac{x_0 - 0,833}{0,319}$.

Prawdopodobieństwo wystąpienia o godzinie 19⁰⁰ różnic ΔT : $\geq 0,5^\circ\text{C}$, $\geq 1,0^\circ\text{C}$, $\geq 1,5^\circ\text{C}$ (po standaryzacji: $t \geq -1,105$, $\geq 0,459$, $\geq 2,023$) odpowiednio wynosi: 86,4%, 32,6%, 2,3%.



Rys. 9a. Histogram różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1976-1980), 19^h
Fig. 9a. The histograms of air temperature differences (ΔT) between town (University) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1976-1980, 19^h)



Rys. 9b. Prawdopodobieństwo różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1976-1980), 19^h (Domazat, 2007)

Fig. 9b. The probability of air temperature differences (ΔT) between town (University) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1976-1980, 19^h) (Domazat, 2007)

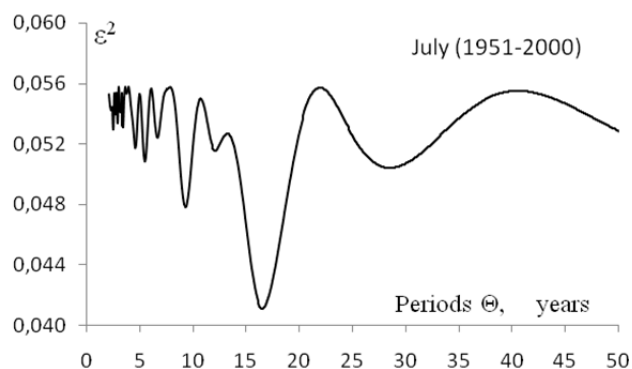
Cykliczność i tendencje zmian miejskiej wyspy ciepła

Miejska wyspa ciepła ($\Delta T > 0$) w Warszawie w latach 1951-2000 cechuje się okresowością wieloletnią. Cykle różnic ΔT wyznaczono z zastosowaniem metody sinusoid regresji J. Boryczki (1998), polegającej na dopasowaniu (wg najmniejszych kwadratów) kolejnych sinusoid regresji o domniemanych okresach $\Theta = 0,1, 0,2, \dots, n$ lat do wyników pomiarów:

$$\Delta T = a_o + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c\right)$$

gdzie: t – czas, Θ – okres, b – amplituda, c – faza. Okresy Θ są minimami lokalnymi ciągu wariancji resztkowej ε^2 (widma, spectrum).

Na przykład w lipcu (rys. 10, tab. 5), okresy wynoszą: $\Theta=9,3$, $\Theta=12,1$, $\Theta=16,5$ i $\Theta=28,5$ lat – o amplitudach ($\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min} = 2b$): 0,20, 0,16, 0,26, 0,08°C (tab. 5).



Rys.10. Widma zmian różnic temperatury powietrza (°C) między śródmieściem (Observatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951–2000) – Lipiec

Fig. 10. Spectrum of the changes of air temperature differences (°C) between the town (Astronomical Observatory) and its vicinity (Okęcie) in Warsaw (1951-2000), July

Tabela 5. Okresy (Θ) zmian różnic temperatury powietrza (°C) między śródmieściem (Observatorium Astronomiczne) i peryferiami (Okęcie) w Warszawie (1951–2000), *R* – współczynnik korelacji,

Table 5. The cycles Θ of air temperature differences (°C) between the town (Astronomical Observatory) and its peripheries (Okęcie) in Warsaw (1951-2000), *R* - Correlation coefficient

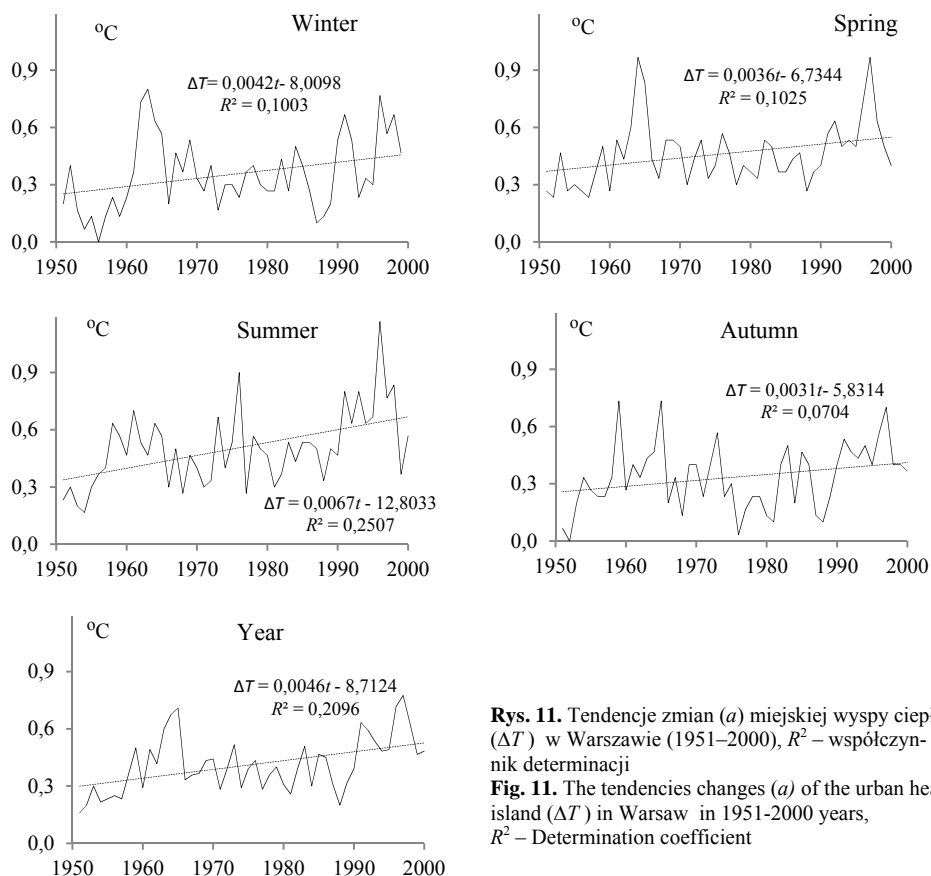
Periods (Θ, years)	Amplitudes (2 <i>b</i> , °C)	Phase (<i>c</i>)	<i>R</i>
5,5	0,164	1,5430	0,297
9,3	0,198	-2,0295	0,377
12,1	0,154	0,4509	0,276
16,5	0,260	2,4071	0,513
28,5	0,088	2,1787	0,310

Tendencje zmian różnic temperatury powietrza (ΔT) między Śródmieściem Warszawy (Astronomical Observatory) i peryferiami (Okęcie) w latach 1951-2000, określone równaniami prostych regresji wynoszą: Winter – 0,042, Spring – 0,035, Summer – 0,067, Autumn – 0,031, Year – 0,046°C/10 years (tab 6, rys 11) (Kicińska, Wawer, 2005).

Tabela 6 Tendencje zmian (a) miejskiej wyspy ciepła (ΔT) w Warszawie (1951–2000)

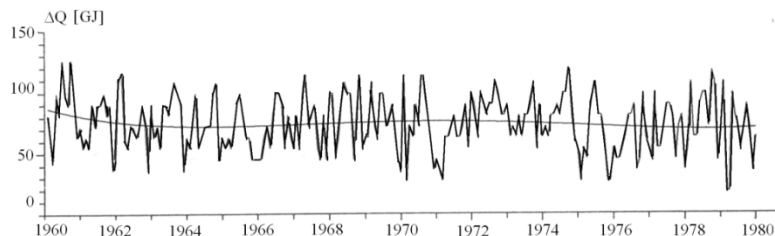
Table 6. The tendencies changes (a) of the urban heat island (ΔT) in Warsaw (1951-2000)

Season	Linear regression equations $\Delta T = at + b$	Correlation Coefficients (<i>r</i>)
Winter	$\Delta T = 0,0042 t - 8,01$	0,316
Spring	$\Delta T = 0,0036 t - 6,73$	0,320
Summer	$\Delta T = 0,0067 t - 12,80$	0,500
Autumn	$\Delta T = 0,0031 t - 5,83$	0,265



Rys. 11. Tendencje zmian (ΔT) miejskiej wyspy ciepła (ΔT) w Warszawie (1951–2000), R^2 – współczynnik determinacji
Fig. 11. The tendencies changes (ΔT) of the urban heat island (ΔT) in Warsaw in 1951–2000 years, R^2 – Determination coefficient

Zbadano też zmiany zasobów ciepła w mieście względem otoczenia w latach 1960–1980. Znając różnice temperatury powietrza ($\Delta T = T_m - T_o$) między miastem (T_m – Uniwersytet) i peryferiami (T_o – Okęcie) oszacowano względne dobowe zasoby ciepła w Warszawie (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 1995) (rys.12).



Rys. 12. Zmiany względnych zasobów ciepła ΔQ (GJ) w Warszawie w latach 1960–1980
Fig. 12. The changes of relative heat resources ΔQ (GJ) in Warsaw in the 1960–1980 years

Powietrze (o temperaturze T_0) napływające do miasta (o temperaturze wyższej $T_m > T_0$) ogrzewa się o ΔQ cal (Joul):

$$\Delta Q = M c_p \Delta T$$

gdzie: ΔT – różnica temperatury powietrza między terenem zabudowanym i otwartym, $M = \rho V$ – masa, ρ – gęstość powietrza, V – objętość powietrza, c_p – ciepło właściwe przy stałym ciśnieniu.

Przykładowo, oszacowano zasoby ciepła w Śródmieściu Warszawy w przyziemnej warstwie atmosfery – o wymiarach: 6km x 6km x 2m, o objętości $V = 72 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ i masie $M = 9 \cdot 10^4 \text{ t}$. Zmiany względnych zasobów ciepła (ΔQ) w Śródmieściu Warszawy w latach 1960-1980 opisuje wielomian regresji 4-tego stopnia:

$$\Delta Q = 0,00002458t^4 - 0,001125t^3 + 0,01690t^2 - 0,0944t + 0,977$$

Zasoby ciepła w mieście ulegają znacznym wahaniom z roku na rok – od kilku do kilkudziesięciu GJ.

Zwarta zabudowa w Śródmieściu Warszawy wyróżnia się większą stabilnością temperatury powietrza – dłuższym utrzymaniem większych jej wartości niż na peryferiach, co jest naturalną konsekwencją zanieczyszczenia, utrudniającego swobodne wypromieniowanie ciepła z nagrzanej zabudowy śródmiejskiej.

Istotny wpływ na pionowy i poziomy ruch powietrza w mieście ma stratyfikacja atmosfery. Ponieważ centralna część miasta nagrzewa się silniej aniżeli tereny otaczające, w cieplej porze roku zwłaszcza w ciągu dnia słonecznego, nad miastem wytwarza się zwykle równowaga chwiejna. Sprzyja to rozwojowi prądów konwekcyjnych – turbulencji wynoszącej powietrze na większą wysokość, wywołuje tym samym proces naturalnego oczyszczania przygruntowej warstwy powietrza lub przynajmniej zapobiega dalszemu gromadzeniu się zanieczyszczeń.

Zróznicowanie temperatury między centrum i peryferiami, nawet nocą w półroczu letnim, jest również korzystne ze względu na proces samooczyszczania się powietrza nad miastem. Na peryferiach – zwłaszcza przy słabych wiatrach i niebie pogodnym – często występują inwersje temperatury (równowaga stała atmosfery), powodujące stagnację chłodnego powietrza przy gruncie. Tymczasem owa śródmiejska wyspa ciepła, jeśli nie przyczynia się do powstawania równowagi chwiejnej i prądów wstępujących, to w każdym razie utrudnia stabilność uwarstwienia, podtrzymuje istnienie dyfuzji turbulencyjnej, która powoduje zmniejszenie się zawartości aerozoli w przyziemnej warstwie atmosfery.

Problemy badawcze miejskiej wyspy ciepła w Warszawie należą do najczęściej podejmowanych tematów w latach 1959-2010 – w kilku pracach doktorskich, w kilkudziesięciu magisterskich oraz kilkudziesięciu publikacjach.

Literatura

- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie DIALOG, Warszawa
- Domazat K., 2007, *Warunki zanikania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie* (praca magisterska, opiekun naukowy: J. Wawer)
- Kicińska B, Wawer J. 2005, *Urban climate 8. Weather and air conditions*, w: *Urban Sprawl Warsaw Agglomeration case study* (ed. M. Gutry-Korycka), Wyd. WGSR
- Kossowska-Cezak U., 1976, Zmiany roczne różnic temperatury powietrza między śródmieściem a peryferiami Warszawy, *Prace i Studia IG UW*, seria Klimatologia, z. 8
- Kossowska-Cezak U., 2000, *The differences of air temperature between the downtown and the peripheries of Warsaw in the year 1933-1998*, *Miscellanea Geographica*, t. 9

- Przybyłkowska B., 2008, *Zróźnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód* (praca magisterska – opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz), w: *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. IX, Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy, Wyd. UW, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Wawer J., 2002, The climate of Warsaw In the research conducted At the Department of Climatology of Warsaw University, *Miscellanea Geographica* t. 10
- 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., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XXII. Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróźnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*, Wyd. UW, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. XXIV, Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*, Wyd. UW, Warszawa
- Wawer J., 1997, *Miejska wyspa ciepła w Warszawie*, *Prace i Studia Geograficzne*, t. 20
- Wawer J., 1999, *Zależność miejskiej wyspy ciepła od cyrkulacji atmosferycznej*, *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica*, 3

*Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., 2007, *Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie*, [w:] *Prace i Studia Geograficzne, Supplement, T.47*, s. 169-178 (zmieniony)

5.2. Ocena klimatu lokalnego do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białoleńce Dworskiej w Warszawie

Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz, Ewa Ryczywolska,
Jerzy Boryczka, Andrzej Górka

Abstrakt

W ocenie warunków klimatycznych Białoleńki Dworskiej na potrzeby budownictwa uwzględniono najbardziej typowe oraz osobliwe cechy klimatu badanego obszaru, jak również rozpoznano mechanizm procesów kształtujących klimat lokalny. Stanowiło to podstawę do sformułowania wniosków odnośnie projektu zabudowy, prognozowania zmian mogących nastąpić w klimacie lokalnym po wprowadzeniu zabudowy, wskazania sposobów ochrony mieszkańców osiedli przed niekorzystnymi wpływami klimatu. Najwięcej uwagi poświęcono zagadnieniu przewietrzania osiedli. Uwzględniając stwierdzoną w trakcie 3-letnich badań meteorologicznych (1976-1979) znaczna zaciszność obszaru między wydmowego (miejsca projektowanej zabudowy), wskazano na konieczność zwiększenia intensywności pionowej wymiany powietrza i umożliwienia jego swobodnego przepływu poziomego.

Pionową wymianę powietrza można uaktywnić wprowadzając zabudowę o zróżnicowanej wysokości, bądź poprzez stworzenie kontrastowych powierzchni czynnych. Efekt ten jest najbardziej pożądanym w centralnej części osiedli, w której istnieje potencjalna możliwość zbyt słabej wymiany poziomej w wyniku wyhamowania prędkości wiatru. W zakresie poziomej wymiany nie wskazano ograniczenia możliwości dopływu powietrza w głąb osiedli, zwłaszcza wzdłuż osi wschód-zachód. Odnosi się to zarówno do wiatrów (przeważających z sektora zachodniego o małych prędkościach), jak i grawitacyjnych spływów powietrza ze zboczy ciągów wydmowych. Swobodne przenikanie czystego powietrza w głąb osiedli można osiągnąć poprzez odpowiedni układ zabudowy i zieleni (o orientacji NE → SW).

Przedstawione wnioski wskazują na możliwość bezpośredniego lub pośredniego oddziaływania na warunki klimatyczne w skali lokalnej, w celu zapewnienia mieszkańcom osiedli właściwych warunków klimatu odczuwalnego.

Wstęp

Ocena warunków klimatycznych na potrzeby urbanistyczne jest trudna ze względu na fakt, że warunki atmosferyczne są najmniej stabilnym komponentem środowiska przyrodniczego. Zmienność warunków atmosferycznych zaznacza się we wszystkich przedziałach czasowych, od wieloletnich zmian warunków klimatycznych, poprzez zmiany warunków pogodowych w ciągu roku, aż do zmian dobowych elementów meteorologicznych. Powoduje to najczęściej niejednoznaczną ocenę klimatyczną terenu przeznaczonego pod zabudowę. Pewne walory, czy też niekorzystne cechy klimatu badanego obszaru mogą się zaznaczać jedynie w określonych przedziałach czasowych (porach roku, porach dnia). Ujawnienie najbardziej charakterystycznych cech klimatu, jak również osobliwych cech badanego obszaru, istotnych dla prac przy projekcie zabudowy jest w tym przypadku podstawowym zadaniem opracowania klimatycznego.

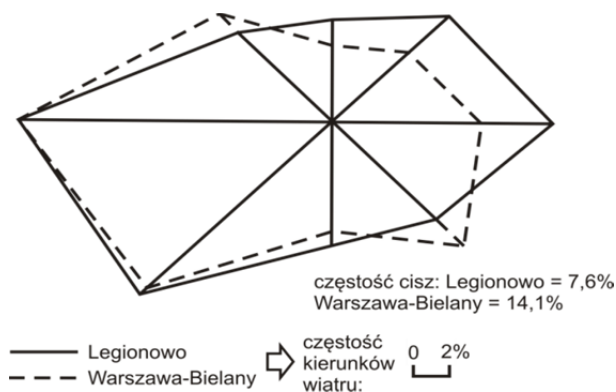
Typowe cechy klimatu przedstawia się najczęściej na podstawie wieloletnich charakterystyk elementów meteorologicznych dostarczających informacji o warunkach przeciętnych, skrajnych i częstości pewnych zjawisk typowych dla danego obszaru.

Tego rodzaju charakterystyki są ważne zarówno przy projektowaniu układu przestrzennego zabudowy (np. częstości wiatrów z określonych kierunków), jak i dla samej techniki budowlanej (warunki termiczno-wilgotnościowe, opady itp.). W charakterystyce klimatu lokalnego, która opiera się na specjalnych badaniach mikroklimatycznych w rejonie planowanej zabudowy, najbardziej istotne jest poznanie mikroprocesów zachodzących w przyziemnej warstwie powietrza pod wpływem lokalnych cech środowiska, takich jak: rzeźba, rodzaj powierzchni czynnej, ekspozycja terenu itp. Kontrastowość dynamiczna i termiczna podłoża warunkuje bowiem powstanie swoistej mikrocyrkulacji powietrza, która wraz z makrocyrkulacją (wiatrami) stwarza określone warunki przewietrzania obszaru zabudowanego. Wartości elementów meteorologicznych zmierzone w krótkich seriach obserwacyjnych spełniają w tym przypadku głównie rolę pomocniczą. Przy znajomości ich zróżnicowania na badanym terenie, można sądzić o intensywności i rozmiarach procesów wymiany ciepła i wilgoci.

Znajomość ogólnych warunków klimatycznych obszaru przeznaczonego pod zabudowę i rozpoznanie mechanizmu procesów kształtujących klimat lokalny są niezbędne przy: formatowaniu wniosków odnośnie projektu zabudowy, prognozowaniu zmian mogących zaistnieć w klimacie lokalnym po jej zakończeniu, czy wskazaniu sposobów ochrony mieszkańców przed niekorzystnymi wpływami klimatu.

Warunki klimatyczne Białoleki Dworskiej

Warunki klimatyczne Białoleki Dworskiej kształtują się na tle warunków makroklimatycznych typowych dla Kotliny Warszawskiej, jednak są modyfikowane przez takie lokalne, jak rodzaj podłoża, rzeźba terenu czy szata roślinna. Klimat tej części Kotliny Warszawskiej charakteryzują średnie wieloletnie wartości elementów meteorologicznych z najbliższych Białoleki stacji Legionowo i Warszawa-Bielany (tab. 1a, 1b, 1c, 1d). Na podkreślenie zasługuje fakt, że ten fragment Kotliny Warszawskiej wyróżnia się jako cieplejszy, bardziej suchy, z wyraźnie mniejszą niż sąsiednie tereny wysokością opadów. Przeważają wiatry z sektora zachodniego (rys. 1).



Rys. 1. Średnia roczna częstość kierunków wiatru i cisz (%) w latach 1951-1970

Tabela 1a. Roczny przebieg podstawowych parametrów meteorologicznych w Legionowie w latach 1951-1970 (T – średnia temperatura powietrza, T_{\max} i T_{\min} – maksymalna i minimalna, e – ciśnienie pary wodnej, f – wilgotność względna, Δ – niedosyt wilgotności, N – zachmurzenie, P – opad atmosferyczny, v – prędkość wiatru)

	T [°C]	T_{\max} [°C]	T_{\min} [°C]	e [hPa]	f [%]	Δ [hPa]	N	P [mm]	v [m/s]
I	-3,6	-1,0	-6,6	4,3	87,0	0,6	7,8	24,0	4,2
II	-3,2	-0,1	-6,7	4,5	85,0	0,7	7,6	25,0	4,2
III	0,6	4,4	-3,1	5,2	79,0	1,7	6,4	22,0	4,4
IV	7,8	12,7	2,9	7,6	72,0	3,7	6,1	34,0	3,7
V	13,1	18,1	7,6	10,3	69,0	5,6	6,3	48,0	3,5
VI	17,6	22,9	11,6	13,4	66,0	7,7	5,7	60,0	3,2
VII	18,6	23,9	13,2	14,9	69,0	7,6	6,1	71,0	3,2
VIII	17,6	22,9	12,5	14,4	73,0	6,7	5,8	56,0	3,1
IX	13,5	19,2	8,8	11,9	76,0	4,5	5,4	39,0	3,3
X	8,5	13,1	4,6	9,3	83,0	2,4	6,4	30,0	3,3
XI	3,3	5,7	0,8	7,0	88,0	1,0	8,0	41,0	4,0
XII	-1,2	1,0	-3,6	5,2	88,0	0,7	8,1	33,0	3,8
Rok	7,7	11,9	3,5	9,0	78,0	3,6	6,6	483,0	3,6

Tabela 1b. Roczny przebieg podstawowych parametrów meteorologicznych w Warszawie (Bielany) w latach 1951-1970 (T – średnia temperatura powietrza, T_{\max} , T_{\min} – maksymalna i minimalna, e – ciśnienie pary wodnej, f – wilgotność względna, Δ – niedosyt wilgotności, N – zachmurzenie, P – opad atmosferyczny, v – prędkość wiatru)

	T [°C]	T_{\max} [°C]	T_{\min} [°C]	e [hPa]	f [%]	Δ [hPa]	N	P [mm]	v [m/s]
I	-3,3	-0,9	-6,0	4,3	84,0	1,0	7,8	29,0	3,4
II	-2,9	-	-5,9	4,4	83,0	0,9	7,8	29,0	3,4
III	0,9	4,5	-2,4	5,2	77,0	1,8	6,8	24,0	3,6
IV	8,1	12,7	3,7	7,6	70,0	4,0	6,5	38,0	3,1
V	13,3	18,2	8,3	10,3	68,0	5,8	6,4	60,0	2,9
VI	17,8	22,8	12,5	13,5	66,0	7,9	5,9	64,0	2,7
VII	18,9	23,8	13,9	15,1	70,0	7,7	6,2	78,0	2,6
VIII	17,9	22,6	13,3	14,8	72,0	6,7	5,9	56,0	2,5
IX	13,9	19,1	9,6	12,3	77,0	4,5	5,9	40,0	2,8
X	8,9	13,1	5,3	9,4	82,0	2,5	6,6	32,0	2,7
XI	3,5	5,9	1,2	7,0	86,0	1,2	8,2	44,0	3,5
XII	-0,9	1,1	-3,1	5,2	87,0	0,7	8,3	38,0	3,3
Rok	8,0	11,9	4,3	9,1	77	3,7	6,9	532	3,0

Tabela 1c. Przebieg roczny liczby dni charakterystycznych w Legionowie w latach 1951-1970

	$T_{\min} < -10$	$T_{\min} > 25$	Pog.	Poch.	Opad $\geq 0,1$	Opad $\geq 1,0$	Opad $\geq 10,0$	D. z pok. śnieżną	$v \geq 10$ m/s	$v \geq 15$ m/s
I	14,8	-	1,6	17,8	13,8	6,4	0,1	21,1	3,4	0,5
II	13,3	-	1,5	15,6	13,7	6,7	0,2	19,1	3,1	0,6
III	6,0	-	3,8	11,8	11,1	5,9	0,2	11,5	4,9	0,4
IV	0,1	0,8	3,6	10,0	11,0	6,8	0,8	1,0	3,1	0,5
V	-	3,3	1,8	9,6	12,6	8,4	1,1	-	1,8	0,2
VI	-	9,2	2,8	6,1	11,5	8,0	2,1	-	1,6	0,3
VII	-	11,4	2,6	7,6	13,1	9,6	2,0	-	1,2	0,1
VIII	-	9,9	2,4	6,4	11,4	8,8	1,9	-	1,3	0,2
IX	-	3,7	4,3	5,8	10,6	6,8	1,2	-	1,6	0,3
X	0,1	0,2	2,8	11,0	9,6	5,8	0,8	-	2,1	0,2
XI	2,2	-	0,7	18,1	13,7	8,2	0,8	2,6	4,0	0,6
XII	10,2	-	0,8	19,8	14,2	8,4	0,4	13,0	4,0	0,6
Rok	46,7	38,5	28,7	139,6	146,3	89,8	11,6	68,3	32,1	4,5

Tabela 1d. Przebieg roczny liczby dni charakterystycznych w Warszawie (Bielany) w latach 1951-1970

T_{\min}	< -10	> 25	Pog.	Poch.	$\geq 0,1\text{mm}$	$\geq 1,0\text{mm}$	$\geq 10,0\text{mm}$	P. śnież	$v \geq 10$ m/s	$v \geq 15$ m/s
I	7,1	-	1,4	18,8	15,2	8,1	0,1	22,8	1,6	0,6
II	6,6	-	1,3	16,7	15,0	8,0	0,2	18,4	1,4	0,4
III	1,8	-	3,5	13,6	11,7	6,0	0,3	12,2	2,0	0,6
IV	-	0,8	2,8	11,1	11,2	7,4	1,0	1,2	1,4	0,2
V	-	2,8	2,7	10,4	13,5	9,4	1,4	0,3	0,8	0,1
VI	-	9,4	3,0	7,8	11,9	8,4	2,0	-	0,6	0,1
VII	-	11,8	2,8	9,2	13,4	10,1	2,4	-	0,2	0,1
VIII	-	10,0	2,8	7,7	12,0	8,1	2,0	-	0,3	0,2
IX	-	3,6	4,0	7,6	11,3	7,3	1,1	-	0,8	0,4
X	-	0,2	2,9	11,5	11,6	6,2	0,6	-	0,6	0,2
XI	0,4	-	0,8	19,0	14,4	9,0	0,8	2,8	1,6	0,6
XII	3,2	-	0,9	20,4	15,6	8,8	0,6	15,0	1,2	0,2
Rok	19,1	38,6	28,9	153,8	156,8	96,8	12,5	72,7	12,5	3,7

Zarówno cisze, jak i silne wiatry należy zaliczyć do niekorzystnych cech klimatu dla mieszkańców osiedli. Podobnie ujemną cechą tego obszaru są dość częste inwersje temperatury powietrza. Według radiosondaży atmosfery wykonanych w Legionowie (w latach 1954-1958) przeciętnie w roku występuje 165 dni z inwersją, w tym 156 inwersji przyziemnych i 109 w swobodnej atmosferze. Częstość inwersji przyziemnych pochodzenia radiacyjnego jest największa w lecie, a inwersji wysokich pochodzenia frontalnego – w zimie. Negatywna ocena tego zjawiska wynika z faktu, że inwersje hamując turbulencyjny ruch powietrza sprzyjają akumulacji pyłów i zanieczyszczeń gazowych w przyziemnej warstwie powietrza oraz tworzeniu się mgieł.

Porównanie 3-letniej (1976-1979) serii obserwacji ze stacji meteorologicznej, założonej przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w Białoleśce Dworskiej, z analogicznymi pomiarami na sąsiednich stacjach Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej: Legionowo i Warszawa-Bielany, ujawniło specyficzne cechy klimatu lokalnego Białoleśki (tab. 2 – znak minus (-) wskazuje mniejsze wartości w Białoleśce Dworskiej niż w Legionowie lub Warszawie).

Tabela 2. Różnice (B-L i B-W) średnich wartości elementów meteorologicznych (T – średnia temperatura powietrza, T_{max} – maksymalna, T_{min} – minimalna, f – wilgotność względna, P – sumy opadu, v – prędkość wiatru) w latach 1976-1979 między stacjami Białoleka Dworska (B) i Legionowo (L) oraz Białoleka Dworska i Warszawa-Bielany (W).

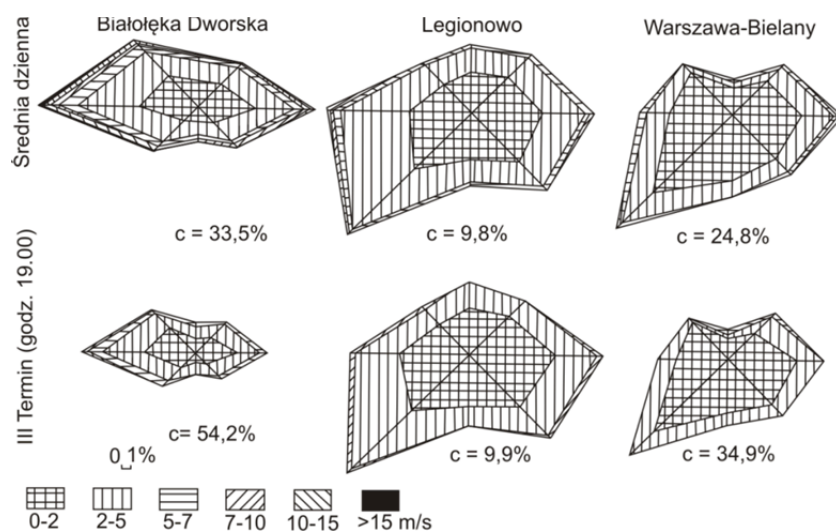
	T [°C]		T_{max} [°C]		T_{min} [°C]		f [%]		P [mm]		v [m/s]	
	B-L	B-W	B-L	B-W	B-L	B-W	B-L	B-W	B-L	B-W	B-L	B-W
I	0,0	-0,5	0,2	-0,1	0,0	-0,6	0,0	4	4,2	-1,1	-1,2	-0,8
II	0,1	-0,5	0,2	-0,3	0,0	-0,6	-1	3	11,2	7,8	-1,4	-1,0
III	0,2	-0,4	0,5	0,0	-0,1	-0,8	-1	5	4,7	2,3	-1,8	-0,6
IV	0,1	-0,3	0,4	0,3	-0,3	-0,9	-2	4	4,6	2,8	-1,8	-0,4
V	0,2	-0,4	0,6	0,3	-0,4	-1,1	3	6	-0,4	0,6	-2,0	-0,8
VI	-0,1	-0,6	0,9	1,1	-0,7	-1,5	5	7	2,0	-18,8	-1,9	-0,7
VII	0,1	-0,3	1,5	1,4	-0,5	-1,0	4	5	-15,1	-11,4	-2,6	-1,4
VIII	-0,1	-0,4	0,6	0,6	-0,1	-0,7	5	6	9,1	1,9	-1,4	-0,1
IX	-0,2	-0,7	1,5	1,3	0,0	-0,7	7	9	-9,9	-3,8	-1,3	0,3
X	-0,3	-1,0	0,4	0,2	0,0	-0,9	2	4	0,7	2,1	-2,2	-1,5
XI	0,3	-0,1	0,2	-0,1	0,2	-0,1	0	2	7,0	-1,4	-1,4	0,0
XII	0,4	0,0	0,2	-0,2	0,0	-0,4	0	1	3,9	2,7	-1,8	-0,6
Rok	0,0	-0,5	0,6	0,4	-0,1	-0,7	1	4	22,0	-16,3	-1,7	-0,6

Zaliczyć do nich należy większą, w porównaniu z Bielaniem i Legionowem zmienność temperatury powietrza w ciągu doby (głównie z powodu niższej temperatury minimalnej) oraz zwiększoną zawartość pary wodnej w powietrzu. Wymienione cechy termiczno-wilgotnościowe, różniące Białolekę od sąsiednich stacji, zależą od warunków pogodowych. Kontrasty nasilają się w lecie, przy pogodzie słonecznej, przy pochmurnej zaś są na ogół mniejsze. Ponadto Białoleka Dworska wyróżnia się większą częstością wiatrów o małych prędkościach i dni bezwietrznych (rys. 2). Cisze notowane są o 20-30% częściej, szczególnie wieczorem (III termin obserwacji klimatologicznej) niż na sąsiednich stacjach meteorologicznych. Zwraca również uwagę przewaga wiatrów zachodnich, podczas gdy w Legionowie i na Bielaniach najczęstsze są wiatry południowo-zachodnie.

Białoleka Dworska różni się na tle sąsiednich terenów warunkami odczucia ciepła, określanymi kompleksowym wskaźnikiem bioklimatycznym, tzw. temperaturą efektywną, która jest miarą łącznego działania na organizm ludzki temperatury, prędkości wiatru i wilgotności powietrza. Pod względem warunków odczuwalnych można określić Białolekę jako chłodniejszą od stacji miejskiej Bielany, natomiast znacznie cieplejszą od Legionowa. Aby ocenić bardziej lub mniej korzystne warunki odczucia ciepła przez przyszłych mieszkańców, należy uwzględnić różnice częstości warunków komfortu i dyskomfortu termicznego.

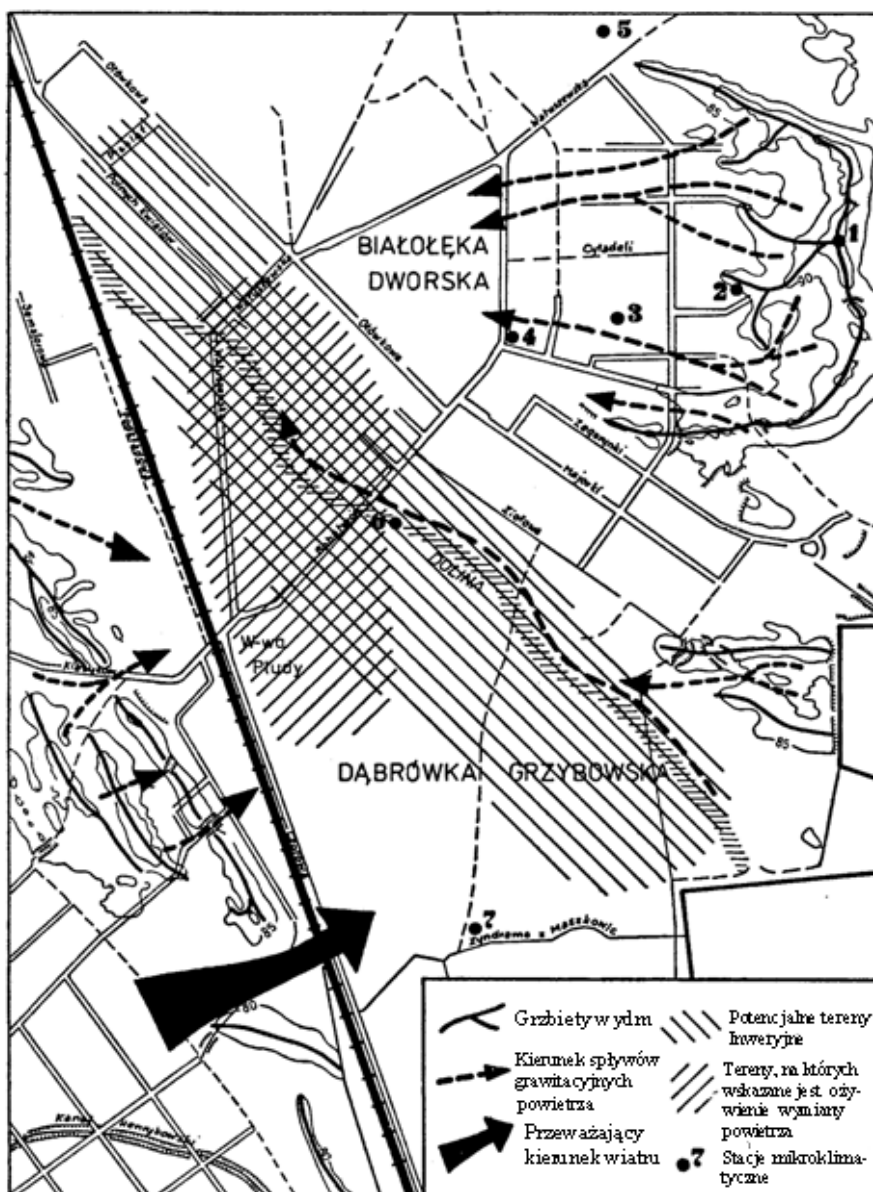
Z porównania wynika, że w cieplej porze roku Białoleka charakteryzuje się większą częstością warunków przegrzania (gorąca i ciepła), w godzinach wieczornych nawet o 30% w porównaniu z Bielaniem i przeszło 40% w stosunku do Legionowa. Uznać to należy za niekorzystną cechę warunków odczuwalnych Białoleki. Do korzystnych cech należy natomiast zaliczyć zmniejszony udział warunków przechłodzenia organizmu (zimna, chłodu) w chłodnej porze roku. Wynika stąd, że Białoleka Dworska w cieplej porze roku ma mniej komfortowe warunki odczuwalne niż pozostałe stacje, szczególnie w godzinach południowych i wieczornych. Przyczyną są mniejsze prędkości wiatru i duża liczba cisz, które utrudniają prawidłową wymianę ciepła między organizmem ludzkim a otaczającym powietrzem. Z tego samego powodu warunki odczuwalne w chłodnej porze roku są tu bardziej łagodne niż w Legionowie i na Bielaniach. Wymienione wyżej specyficzne cechy klimatu Białoleki Dworskiej wytworzyły się pod wpły-

wem lokalnych czynników klimatycznych, spośród których rzeźba, rodzaj podłoża i stopień pokrycia terenu przez roślinność odgrywają dominującą rolę.



Rys. 2. Częstość kierunków wiatru różnych prędkości i cisz (c) w % w okresie X 1976 – VIII 1978

Teren przeznaczony pod zabudowę osiedli mieszkaniowych w Białolece Dworskiej jest położony w obniżeniu między dwoma ciągami wydmyowymi, otaczającymi go od strony północno-wschodniej i południowo-zachodniej. Taki układ rzeźby stwarza sprzyjające warunki do zmniejszenia intensywności poziomej wymiany powietrza w obniżeniu między wydmyowym, szczególnie w odniesieniu do wiatrów z kierunku południowo-zachodniego i wschodniego. Sprzyja natomiast tworzeniu się lokalnej cyrkulacji powietrza. Piaszczyste stoki wydmy eksponowane na południe i zachód podlegają w ciągu dnia silniejszemu nagrzewaniu niż powierzchnie płaskie lub o odmiennej ekspozycji. Wydmy ciąg północno-wschodni, o nachyleniu zboczy ok. 5-8°, nasłoneczniony blisko o 10% silniej, nagrzewa się intensywniej niż obszar międzywydmy. Istotne znaczenie mają tu także występujące lokalnie piaszczyste gleby, charakteryzujące się małą pojemnością cieplną, oraz zacisza terenu spowodowana zalesieniem zboczy. Wpływ tych czynników sprawia, że tereny wydmyowe, jak wykazały badania na specjalnej sieci posterunków pomiarowych (rys. 3), są cieplejsze w ciągu dnia przeciętnie o ok. 1,5°C i suchsze o 10-12% niż płaskie tereny międzywydmyowe.



Rys. 3. Rozmieszczenie stacji mikroklimatycznych na terenie zespołu osiedli w Białolece Dworskiej w Warszawie

Istniejące różnice termiczno-wilgotnościowe wywołują wymianę turbulencyjną powietrza między tymi obszarami. W godzinach wieczornych rozpoczyna się proces wychładzania powierzchni gruntu, przy czym najwcześniej zaznacza się na obszarach wydmowych eksponowanych ku wschodowi, w dalszej kolejności ulegają wychłodzeniu zbocza południowe i zachodnie. Chłodne powietrze spływa wówczas grawitacyjnie wzdłuż stoków ku najniżej położonym fragmentom obniżenia międzywydmowego,

które jest wówczas jeszcze względnie ciepłe (różnica temperatury powietrza ok. 2°C) z uwagi na podłoże charakteryzujące się większą pojemnością cieplną. Proces ten może trwać nieprzerwanie w ciągu nocy bezwietrznych i bezchmurnych. Rozprzestrzeniające się chłodne powietrze stopniowo wypiera z obniżenia ciepłsze i w konsekwencji prowadzi do wykształcenia się układu inwersyjnego. Niekiedy powoduje też powstawanie przyziemnych mgieł w najniższej położonych częściach terenu. O intensywności tej lokalnej wymiany powietrza między obszarami wydmowymi a obniżeniem międzywydmowym decydują warunki pogodowe. Wiatr lub duże zachmurzenie powodują zakłócenia, a nawet – jak wykazały badania – całkowicie je eliminują.

Lokalne cechy środowiska wywierają także wpływ na zróżnicowanie warunków odczucia ciepła przez organizm ludzki. Słabiej przewietrzane i ciepłsze tereny wydmowe wyróżniają się w ciepłej porze roku znaczną częstością niekorzystnych warunków odczuwalnych, będących wynikiem zbyt małej zdolności chłodzącej powietrza. Najbardziej niekorzystne warunki przegrzewania odczuwane są na obszarze wydmowym w godzinach popołudniowych, przeciętnie o 30-40% częściej niż na płaskim, lepiej przewietrzonym terenie obniżenia międzywydmowego. W okresie jesienno-zimowym obszary wydmowe wyróżniają się natomiast najkorzystniejszymi warunkami odczuwalnymi. Mniejsze prędkości wiatru, będące wynikiem zalesienia stoków, odgrywają wówczas pozytywną rolę w kształtowaniu odczuć ciepłych.

Przewidywane zmiany warunków klimatu lokalnego

Po wybudowaniu osiedli mieszkaniowych zostanie wprowadzony do środowiska nowy element – sztuczna powierzchnia czynna, który niewątpliwie spowoduje zmiany w klimacie lokalnym. Zaznaczą się pewne cechy charakterystyczne dla klimatu obszarów zabudowanych w postaci:

- specyficznego aerosolu,
- osłabionego i nierównego dopływu energii słonecznej, głównie promieniowania ultrafioletowego,
- osłabionych prędkości wiatru i wytworzenia się własnego systemu ruchów powietrza,
- zwiększonego przegrzania w okresie letnim i wyższych temperatur w zimie,
- mniejszych w stosunku do terenów niezabudowanych, dobowych wahań temperatury,
- zmniejszonej wilgotności powietrza.

Uwzględniając powyższe prawidłowości zachodzi obawa, że warunki klimatyczne w Białolęce Dworskiej ulegną pogorszeniu w stosunku do aktualnie istniejących. Wprowadzenie zabudowy spowoduje dalsze zmniejszenie (aktualnie niewielkich) prędkości wiatru, podwyższenie temperatury powietrza oraz zmniejszenie jego wilgotności. Zwiększy się zatem uciążliwość warunków odczuwalnych w ciepłej porze roku. Zachodzi również obawa, że poziom wentylacji osiedli, warunkujący czystość powietrza, będzie niewystarczający.

Najsilniejszymi siłami działającymi w kierunku rozcieńczenia aerosolu miejskiego i samooczyszczania powietrza są wiatry oraz lokalna (pozioma i pionowa) wymiana powietrza uwarunkowana termicznie i dynamicznie. Ocenia się, że w terenie zabudowanym prędkości wiatru ulega zmniejszeniu przeciętnie o 20-30% w stosunku do otwartej przestrzeni. Budynki bowiem stanowią przeszkodę dla swobodnego przepływu mas powietrza. W Białolęce, charakteryzującej się przewagą wiatrów słabych z sektora zachodniego, nie jest wskazane ograniczanie możliwości dopływu powietrza w

głęb osiedli, zwłaszcza wzdłuż osi wschód-zachód. Przy projektowaniu układu ulic, budynków i zieleni należy również unikać zbyt wąskich wlotów powietrza pomiędzy budynkami, w których prędkość wiatru może być 2-3 razy większa niż na terenie otwartym (efekt tunelowy). Rola wiatru w zmniejszaniu koncentracji zanieczyszczeń pyłowych i gazowych polega nie tylko na wywiewaniu ich poza osiedle, ale i na wynoszeniu w wyniku pionowej dowietrznej i odwietrznej budynków.

Proces pionowej wymiany powietrza w ciągu dnia wspomaga czynnik termiczny. Różny stopień nagrzewania się sąsiadujących ze sobą powierzchni czynnych wywala pionowy ruch powietrza. Intensywność wymiany pionowej będzie tym, większa, im bardziej zróżnicowana jest temperatura. Typowym układem kontrastowym w osiedlach będzie zespół terenów zabudowanych i zielonych. Różnice w nagrzewaniu się powierzchni zabudowanych (dachy, asfalt, ściany) i zielonych (trawniki, drzewa), przy określonych warunkach pogodowych (intensywne promieniowanie, słabe wiatry lub cisze), mogą dochodzić do kilkunastu stopni C, najczęściej jednak obserwuje się w miastach kontrasty termiczne rzędu kilku stopni C. Unoszący się do góry prąd cieplejszego powietrza będzie powodował poziome zasysanie powietrza z zewnątrz. Tor prądu wstępującego będzie więc rodzajem „kominą” wynoszącego zanieczyszczenia poza osiedla. Rozstaw i gęstość tych „kominów” możemy regulować w zależności od warunków lokalnych.

Prądy pionowe są podstawowym czynnikiem samooczyszczania powietrza w ciągu dnia, przy pogodzie bezwietrznej lub bardzo słabych ruchach powietrza. Współuczestniczą w tym procesie wiatry umiarkowane, natomiast silniejsze (> 7 m/s) przejmują tę funkcję. Wskazuje to na konieczność uaktywnienia pionowej wymiany powietrza w Białogórze Dworskiej, głównie w centralnej części planowanych osiedli, w której istnieje potencjalna możliwość zbyt słabej wymiany poziomej w wyniku wyhamowania prędkości wiatru. Efekt ten można uzyskać przez wprowadzenie zabudowy o zróżnicowanej wysokości, czy też stworzenie kontrastowych powierzchni czynnych. W nocy, przy pogodzie bezwietrznej i pogodnym niebie, jedynym czynnikiem zapewniającym wentylację osiedli i wynoszenie szkodliwych zanieczyszczeń będą grawitacyjne spływy powietrza ze zboczy ciągów wydymowych. Spływy chłodnego powietrza z wydym w kierunku suchej dolinki stwierdzono w badaniach pochodzących z lat 1976-1979. Należy jednak sądzić, że intensywność spływów wyraźnie wzrośnie po zabudowaniu obszaru międzywydymowego, w wyniku powiększenia się kontrastów termicznych obu obszarów, pomimo wprowadzenia potoku. Szczególna rola, jaką będą spełniały te ruchy powietrza, wskazuje na potrzebę maksymalnego ich wyzyskania poprzez odpowiedni układ zabudowy i zieleni (o orientacji NE – SW), umożliwiający swobodne przenikanie czystego, świeżego powietrza w głąb osiedli i wynoszenie zanieczyszczonego.

Wnioski

Do spełnienia dwu podstawowych potrzeb mieszkańców osiedli w odniesieniu do warunków klimatycznych – czystości powietrza i korzystnych warunków odczuwalnych (zwłaszcza w ciepłej porze roku, kiedy kontakt z zewnętrznymi warunkami atmosferycznymi jest szczególnie ścisły) wydaje się konieczne zwiększenie intensywności pionowej wymiany powietrza i umożliwienie swobodnego przepływu poziomego. Można to osiągnąć poprzez wskazywany powyżej, określony układ zabudowy i zieleni. Pierwszy z tych sposobów jest w pewnym stopniu ograniczony, dlatego też rola zieleni w tworzeniu optymalnych warunków klimatycznych dla przyszłych użytkowników osiedli nabiera szczególnego znaczenia. Uwzględniając rzeźbę terenu wydaje się słuszne wprowadzenie w projektowanym zespole osiedli takiego układu zieleni, który będzie

spełniał przede wszystkim funkcję sterującą prądami powietrza, umożliwiając jego napływ z obszarów o czystym powietrzu, a więc generalnie od ciągu wydm ku dolince. Ponadto, zielen będzie spełniać rolę elementu przestrzennego w układzie kontrastowych terenów termicznych, ożywiających pionową wymianę powietrza. Zaznaczy się również jej bezpośrednie oddziaływanie w okresie letnim jako producenta tlenu, będzie filtrem dla różnego rodzaju zanieczyszczeń (szczególnie w przypadku zieleni towarzyszącej ciągom komunikacyjnym) oraz będzie wpływać na obniżenie poziomu hałasu.

Przy podejmowaniu zabiegów mających na celu złagodzenie niekorzystnych cech klimatu i podniesienie jego walorów bioklimatycznych zieleni osiedlowa będzie też spełniać doniosłą rolę w kształtowaniu warunków odczucia ciepła. W środowisku miejskim, w ciepłej porze roku człowiek jest narażony najczęściej na warunki przegrzania, spowodowane łącznym działaniem wysokiej temperatury powietrza, intensywnym promieniowaniem słonecznym w miejscach niezacienionych, słabym ruchem powietrza oraz dodatkowym efektem – promieniowaniem ciepła z rozgrzanych ścian budynków. Odpowiedni układ zieleni osiedlowej, parków i wprowadzenie cieków wodnych może przyczynić się w znacznym stopniu do zmniejszenia niekorzystnych warunków odczuwalnych. Wskazane jest, aby zielen wysoka nie tworzyła zwartych skupisk. Lecz była projektowana w luźnych grupach. Przepływ powietrza (odgrywający w tych sytuacjach doniosłą rolę ochładzającą) nie byłby wówczas hamowany oraz nie tworzyłoby się zastoiska wilgotnego powietrza, które w połączeniu z wysoką temperaturą, mogą stwarzać uciążliwe stany parności. Uwzględniając charakterystyczną dla Polski zmienność warunków pogodowych, w kompleksach zieleni powinny się znaleźć obszary zarówno o żywym ruchu powietrza, jak i zaciszne, zapewniające mieszkańcom osiedli korzystanie z wypoczynku na powietrzu w czasie chłodnych, wietrznych dni, kiedy wiatr powoduje nadmierne wychłodzenie organizmu. Wymienionymi zabiegami można w sposób bezpośredni lub pośredni oddziaływać pozytywnie na warunki klimatyczne w skali lokalnej. Inne niekorzystne cechy klimatu, będące wynikiem makroprocesów zachodzących w atmosferze, obecnie są jeszcze poza zasięgiem oddziaływania człowieka.

Możliwość przeprowadzenia badań warunków klimatycznych i innych cech środowiska, na terenie przeznaczonym pod zabudowę osiedli mieszkaniowych w Białoleścu Dworskiej, ma szczególne znaczenie z uwagi na fakt, że jest to teren prawie naturalny, w niewielkim stopniu przekształcony przez człowieka, na którym będą wprowadzone elementy sztuczne. Białoleśca Dworska stanowi więc niezwykle interesujący i rzadki przypadek poligonu badawczego, pozwalającego na śledzenie stopnia przekształcenia środowiska w wyniku działalności człowieka. Przytoczone argumenty wskazują na niezbędność kontynuowania badań.

Bibliografia

- Kratzer P. A., 1958, Klimat miasta. (Tł. z niem.) Moskwa
- Nowosielski L., 1959, Inwersje temperatury przyziemne i w swobodnej atmosferze w Legionowie. Praca magisterska, UW, Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi, maszyn
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Górka A., Ryczywolska E., Boryczka J., Wawer J., 1979, Charakterystyka i ocena warunków klimatycznych Białoleśca Dworskiej oraz określenie wpływu zabudowy na ich zmiany, UW, Wydz. Geografii (maszynopis)
- Ślęzak A., 1978, Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej, Praca magisterska. UW, Wydz. Geografii, maszyn
- Wpływ warunków pogodowych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza na terenie Warszawy. Praca zbiorowa, 1970, Cz. I. Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Wielkiej Warszawy, Cz. II. Próba określenia wpływu warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń atmosferycznych, UW, Inst. Geografii (maszynopis)
- Ziaja R., 1979, Zmiany roczne elementów klimatologicznych na przykładzie wybranych stacji Kotliny warszawskiej. Praca magisterska, UW, Wydz. Geografii, maszyn

Мария Стопа-Борычка, Мария Копач-Лембоич, Ева Рычвольска,
Ежи Борычка, Анжей Гурка

Оценка локального климата для проектирования жилых селений
в Бялоленце Дворской в Варшаве

Резюме

Оценка местного климата Бялоленки Дворской для потребностей строительства была проведена на базе 3-летних наблюдений (1976 - 79 гг) выполненных Отделом климатологии на территории предназначенной для постройки жилого квартала, а также на основе аналогичных измерений соседствующих станций Института метеорологии и водного хозяйства: Легионово и Варшава-Беляны.

В работе были учтены наиболее типичные и выдающиеся черты климата исследуемой территории. Был выявлен также механизм процессов формирующих локальный климат. Знание этих проблем являлось основой для формулировки выводов для проекта застройки, прогнозирования изменений, которые могут произойти в локальном климате после застройки, а также указания способов динамизации положительных и уменьшения отрицательных черт климата.

Самой характерной чертой локального климата Бялоленки Дворской является преобладание ветров малых скоростей и безветренных дней (рис. 2). Тишина, особенно вечером, наблюдается даже на 20 - 30% чаще чем в соседствующих станциях. Есть опасения, что после застройки вентиляция селения, обуславливающая чистоту воздуха, будет недостаточной. По этому поводу наиболее внимания уделялось вопросу обеспечения правильной вентиляции застроенной территории. Была подчеркнута необходимость усиления интенсивности вертикального обмена воздуха и создания возможности его свободного горизонтального протекания с указанием способов реализации этих требований. Вертикальный обмен воздуха можно активизировать введением застройки разной высоты или созданием контрастных активных поверхностей. Этот эффект является наиболее желанным в центральной части селения, для которой существует потенциальная возможность слишком слабого горизонтального обмена по причине торможения скорости ветра.

По вопросу горизонтального обмена не рекомендовалось ограничивать возможность попадания воздуха внутрь селения, особенно вдоль оси восток - запад. Это касается так ветров (преобладающих из западного сектора), как и гравитационного стекания воздуха с откосов полос дюн. Свободного проникновения чистого воздуха внутрь селения можно добиться путем соответствующего расположения застройки и зелени (ориентированного в направлении северо-восток - югозапад).

Разработанные предложения указывают на возможность непосредственного или посредственного влияния на климатические условия в локальном масштабе, для обеспечения жителей селения соответствующими условиями ошутимого климата.

The assessment of a local climate in the design of housing estates in Białołęka Dworska in Warsaw

Summary

The assessment of a local climate in Białołęka Dworska for the need of building investment has been based on a three-year meteorological observation (1976-1979) conducted by the Climatologic Office located on the area assigned for housing estates and by adjacent weather-stations in Legionowo and Warszawa-Bielany.

In the elaboration, the most typical as well as specific features of the climate of an analysed area has been taken under consideration. The mechanism of the process affecting a local climate on a given area has been also determined. The knowledge of the issues mentioned above resulted in conclusion concerning the technical project of the built-up area, predictions of changes in the climate after completion of a building process and the determination of a way to increase favourable and to decrease unfavourable features of climate.

The most characteristic feature of the local climate in Białołęka Dworska is the predominance of breezes and windless days (fig. 2). Calms – particularly in the evenings – are even 20 p.c. up to 30 p.c. more frequent than on adjacent weather stations. Thus there are some justified presumptions that after construction of housing estates, aeration of the area – condition the purity of air – can be unsatisfactory. Therefore the problem of a sufficient aeration of the built-up area is a dominant one in the paper. The authors have stressed the necessity of a vertical air-flow and a free horizontal air-flow to be intensified. They have also presented the possible ways of the implementation of the conclusion given above. The vertical air-flow may be rendered more intensive with the help of low and high buildings or by means of the creation of contrasting active areas. This is most desirable in the central part of the housing estate where the possibility of an insufficient horizontal air-flow – due to the small speed of a wind – is most probable.

As far as a horizontal air – flow is concerned, it is not justified to restrain the air from inflow into the core of the housing estate, particularly along East-West direction. This conclusion relates not only to the winds (blowing mainly from West) but also to the gravitation air descent having its origin in dunes. A free penetration of air into the core of the housing estate may be accomplished by a proper building structure of the housing estate and by an adequate formation of green terrains on the area (both NE-SW direction).

The conclusion presented in the paper give evidence of the possibility to affect – directly or indirectly – climatic conditions on a local scale in order to provide inhabitants of housing estates with healthful climatic conditions.

* Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Ryczywolska E., Boryczka J., Górka A., 1982, *Ocena klimatu lokalnego do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białoleńce Dworskiej w Warszawie*, [w:] *Człowiek i Środowisko*, Instytut Kształtowania Środowiska, T. 6, Nr 3-4, str. 335-349, Warszawa (zmieniony)

5.3. Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej (autoreferat pracy doktorskiej)

Katarzyna Pietras

Cel pracy, materiały źródłowe, metody badań

Badania nad wpływem lasu na: prędkość wiatru, temperaturę powietrza, wilgotność względną, opady atmosferyczne (i ich intercepcję) prowadzone były już od dawna. Las traktowano w nich jako całość, nie uwzględniając wewnętrznego zróżnicowania związanego z różnorodnością zbiorowisk leśnych.

Pomiary w lesie prowadzono przeważnie na jednej wysokości nad poziomem gruntu, nie uwzględniając pionowego zróżnicowania fitoklimatu. Nie prowadzono badań dotyczących wpływu zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie wilgotności bezwzględnej powietrza (zawartości pary wodnej w powietrzu) w lesie.

Celem pracy jest określenie wpływu zbiorowisk leśnych Puszczy Boreckiej: lasu mieszanego, boru bagiennego, grądu, olsu i świerczyny na dobowe wahania:

- temperatury powietrza,
- różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym,
- pionowych gradientów temperatury powietrza w warstwie 0,25-5,0 m,
- wilgotności bezwzględnej powietrza.

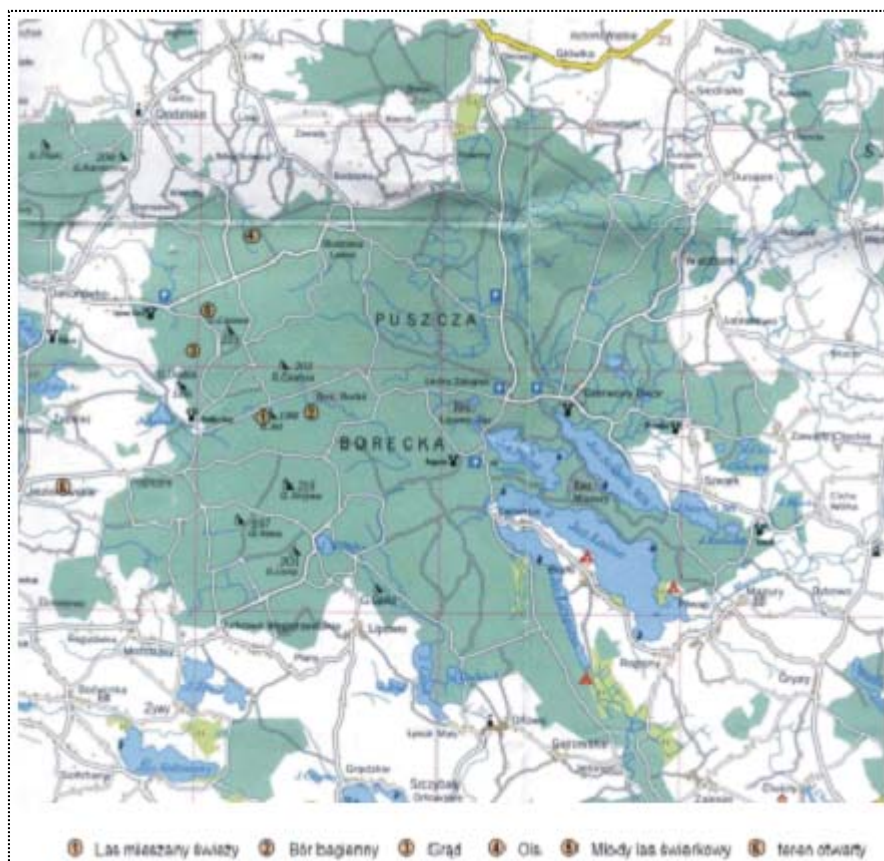
w ciągu roku, w zależności od warunków baryczno-solarnych, tj. od ciśnienia atmosferycznego i dobowych sum promieniowania słonecznego.

Ważnym problemem jest również określenie zależności różnic temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym od: dobowych sum promieniowania całkowitego, ciśnienia atmosferycznego i Oscylacji Północnoatlantyckiej.

Badania prowadzono w Puszczy Boreckiej od 1 marca 2007 roku do 29 lutego 2008 roku. W tym czasie elektroniczne rejestratory EBI-20-TH co 10 minut mierzyły i rejestrowały temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokościach 0,25 , 2,0 i 5,0 m nad poziomem gruntu.

Sieć pomiarowa obejmowała sześć punktów (rys. 1); 5 z nich znajdowało się w zbiorowiskach leśnych o zróżnicowanym składzie gatunkowym, zwartości koron drzew, gęstości runa i podszytu, a także wilgotności podłoża. Był to: las mieszany, bór bagienny, grąd, ols i świerczyna (rys. 2-6). Do badań wybrano płyty roślinności o dużej powierzchni, typowe dla poszczególnych zbiorowisk leśnych, położone z dala od granicy lasu oraz zbiorników wodnych.

Szósta powierzchnia pomiarowa zlokalizowana była w terenie otwartym, w odległości ok. 1,5 km na zachód od granicy lasu (rys. 7). Dane stąd służyły jako punkt odniesienia do wszelkich badań zróżnicowania klimatu wnętrza lasu.



Rys. 1. Rozmieszczenie punktów pomiarowych w Puszczy Boreckiej Źródło: *Mapa turystyczna Pojezierze Suwalskie i Elckie, 1:120 000*, Wydawnictwo Fotograficzno-Kartograficzne Fotokart, Warszawa



Rys. 2. Las mieszany



Rys. 3. Bór bagienny



Rys. 4. Grąb



Rys. 5. Ols



Rys. 6. Świerczyna



Rys. 7. Teren otwarty

Źródło: zbiory prywatne K. Pietras

W celu określenia wpływu zbiorowisk leśnych na zawartość pary wodnej w powietrzu wyznaczono wilgotność bezwzględną (gęstość pary wodnej) w g/m^3 z wzoru:

$$\rho = 216,7 \frac{e}{T}$$

gdzie: T – temperatura powietrza (K), e = ciśnienie pary wodnej (hPa).

Zmierzone wartości temperatury powietrza (T) i wilgotności względnej (f) umożliwiły wyznaczenie ciśnienia pary wodnej ($e = 0,01fE$) z wzorów psychrometrycznych na maksymalne ciśnienie pary wodnej (E) nad wodą i lodem (Kostrzyko i inni, 1982).

Podstawowym problemem badawczym w pracy jest określenie wpływu zbiorowisk leśnych na klimat lokalny w zależności od ciśnienia i promieniowania słonecznego. W związku z tym każdy dzień okresu pomiarów przyporządkowano do odpowiedniej grupy warunków baryczno-radiacyjnych. W tym celu, wykorzystując dane ze Stacji Zintegrowanego Monitoringu Środowiska na Diablej Górze, obliczono średnie dobowe wartości ciśnienia atmosferycznego i dobowe sumy całkowitego promieniowania słonecznego w porach roku (tab. 1).

Następnie ze względu na średnie wartości ciśnienia atmosferycznego (p_{sr}) i dobowych sum promieniowania słonecznego (I_{sr}), w każdej porze roku wydzielono 4 grupy warunków baryczno-radiacyjnych (tab. 2).

Tabela 1. Średnie dobowe wartości ciśnienia atmosferycznego i dobowe sumy promieniowania słonecznego w porach roku na Diablej Górze

Pory roku	Średnie ciśnienie atmosferyczne (hPa)	Dobowe sumy promieniowania całkowitego (MJm ⁻²)
Wiosna (III-V)	996,4	14,5
Lato (VI-VIII)	993,4	16,5
Jesień (IX-XI)	997,6	5,7
Zima (XII-II)	999,9	1,8

Tabela 2. Kryterium klasyfikacji dni o różnych warunkach baryczno-radiacyjnych w Puszczy Boreckiej

Warunki baryczno-solarne	Ciśnienie atmosferyczne (hPa)		Dobowe sumy promieniowania całkowitego (MJm ⁻²)	
I grupa	$p \leq p_{sr}$	niskie	$I \leq I_{sr}$	małe
II grupa	$p \leq p_{sr}$	niskie	$I > I_{sr}$	duże
III grupa	$p > p_{sr}$	wysokie	$I \leq I_{sr}$	małe
IV grupa	$p > p_{sr}$	wysokie	$I > I_{sr}$	duże

W celu określenia w jaki sposób badane zbiorowiska leśne wpływają na temperaturę powietrza, na podstawie całodobowych danych empirycznych (z odstępem co 30 minut), wyznaczono również różnice temperatury między badanymi zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym.

Wielu interesujących informacji dotyczących wpływu zbiorowisk leśnych na warunki termiczne dostarczają pionowe gradienty temperatury powietrza w warstwie 0,25-5,0 m n.p.g. Wyznaczono je posługując się definicją ogólnie przyjętą w meteorologii dynamicznej (Kopcewicz 1956, Niedźwiedź 2003). Pionowy gradient temperatury powietrza (γ) – to zmiany temperatury (T) na jednostkę wysokości (z) ze znakiem przeciwnym:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

Jego wartości (°C/m) obliczono z wzoru:

$$\gamma = -\frac{(T_{5,0} - T_{0,25})}{4,75}$$

gdzie: $T_{0,25}$, $T_{5,0}$ – wartości temperatury powietrza (°C) na poziomach: $z = 0,25$ m i $z = 5,0$ m.

Istotne znaczenie poznawcze mają porównania średnich dobowych przebiegów:

- temperatury powietrza,
- różnic temperatury powietrza między badanymi zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym,
- pionowych gradientów temperatury powietrza w warstwie 0,25-5,0 m n.p.g.,
- wilgotności bezwzględnej powietrza,

w podziale na:

- pory roku: wiosnę (III – V), lato (VI – VIII), jesień (IX – XI) i zimę (XII – II)
- 3 wysokości nad poziomem gruntu: 0,25, 2,0, 5,0 m.
- 4 rodzaje warunków baryczno-solarnych.

W badaniach zastosowano wielomiany regresji 2. stopnia zmiennej y względem x :

$$y = a_1x^2 + a_2x + a_0$$

Jako zmienną zależną (y) przyjęto różnice temperatury (ΔT) oraz wilgotności bezwzględnej powietrza (Δp) między poszczególnymi zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym. Zmiennymi niezależnymi (x) są: odpowiednio temperatura (T_{TO}) lub wilgotność bezwzględna powietrza (ΔT_{TO}) w terenie otwartym, suma dobową promieniowania całkowitego (I), ciśnienie atmosferyczne (p) i wskaźnik Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO).

O zróżnicowaniu temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza w poszczególnych zbiorowiskach leśnych Puszczy Boreckiej w zależności od: temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza w terenie otwartym, promieniowania, ciśnienia atmosferycznego i wskaźnika NAO informują ekstrema parabol regresji.

Zależność różnic temperatury powietrza (ΔT) i wilgotności bezwzględnej (Δp) między poszczególnymi zbiorowiskami leśnymi w Puszczy Boreckiej i terenem otwartym od promieniowania słonecznego (I), ciśnienia atmosferycznego (p) i Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) określono za pomocą hiperpłaszczyzn regresji.

Standaryzowane równania hiperpłaszczyzn regresji otrzymano standaryzując różnice temperatury powietrza ($\Delta T'$) i wilgotności bezwzględnej ($\Delta p'$) oraz dobowe sumy promieniowania (I'), ciśnienie atmosferyczne (p') i wskaźnik Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO'):

$$\Delta y' = a'_1 I' + a'_2 p' + a'_3 NAO'$$

gdzie: a'_1, a'_2, a'_3 – standaryzowane współczynniki regresji wielokrotnej.

Miarą dokładności opisu danych empirycznych równaniami wielomianów regresji 2. stopnia są współczynniki determinacji (R^2), a w przypadku równań hiperpłaszczyzn regresji są współczynniki korelacji wielokrotnej (R).

Istotność statystyczną współczynników determinacji R^2 i współczynników korelacji wielokrotnej R oceniono, stosując test Fishera-Snedecora:

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

o k i $n-k-1$ stopniach swobody, przyjmując poziomy istotności $\alpha=0,05$ i $\alpha=0,10$.

Jeżeli wartości obliczone są większe od wartości krytycznych (tab. 3), to zależności traktowano jako istotne statystycznie.

Tabela 3. Wartości krytyczne współczynników determinacji R^2_{kr} i współczynników korelacji wielokrotnej R_{kr} (na podstawie tablic rozkładu F)

Wielomiany $k = 2, R^2_{kr}$			Hiperpłaszczyzny $k = 3, R_{kr}$		
Liczebność	$\alpha=0,05$	$\alpha=0,10$	Liczebność	$\alpha=0,05$	$\alpha=0,10$
$n = 92$	0,0651	0,0504	$n = 92$	0,240	0,214
$n = 366$	0,0164	0,0127	$n = 366$	0,119	0,107

Podobieństwo badanych zbiorowisk leśnych i terenu otwartego pod względem cech temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza w kolejnych miesiącach zbadano, wykorzystując metodę grupowania hierarchicznego Warda, w której skupienia są tworzone tak, by suma kwadratów odległości przy kolejnych łączeniach była jak najmniej-

sza (po standaryzacji wartości zmierzonych). Jako funkcję podobieństwa zastosowano odległości euklidesowe w przestrzeni wielowymiarowej (Parysek 1982).

Cechy fizycznogeograficzne Puszczy Boreckiej

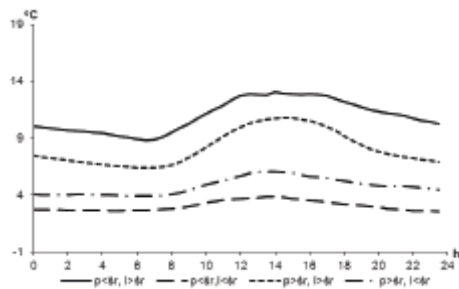
Terenem badań jest Puszcza Borecka, położona na północo-wschód od Giżycka. Jest to zespół leśny o powierzchni około 200 km², wyróżniający się przestrzenną zwartością drzewostanu oraz stosunkowo niewielkim przekształceniem przez człowieka. Jego cechą specyficzną jest duży udział lasów liściastych i mieszanych, odznaczających się pierwotnym wykształceniem drzewostanów. Istotne jest duże zróżnicowanie zbiorowisk leśnych oraz zgodność siedlisk z porastającą je roślinnością, a także ich duża zmienność przestrzenna, związana głównie z morfologią terenu (Polakowski 1961, Kondracki 1972, Stasiak 1985).

Puszcza Borecka ze względu na swoje położenie należy w Polsce do obszarów o najsilniej zaznaczonym kontynentalizmie klimatu. Charakteryzuje się również bardzo dużą średnią amplitudą roczną temperatury powietrza, co wynika głównie z wyjątkowo niskiej temperatury w miesiącach zimowych (Stopa-Boryczka i inni 1986).

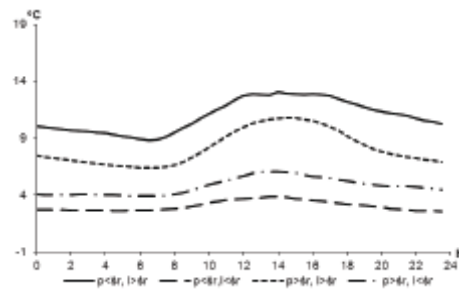
Zmiany dobowe temperatury powietrza w zbiorowiskach leśnych i terenie otwartym w porach roku

Przebieg dobowy temperatury

We wszystkich zbiorowiskach leśnych na trzech wysokościach nad poziomem gruntu wyodrębnione warunki baryczno-radiacyjne można podzielić na 2 grupy charakteryzujące się podobnymi średnimi dobowymi przebiegami temperatury powietrza (rys. 8 i 9). Wiosną w lecie i jesienią jedną grupę stanowią dni z promieniowaniem wyższym od średniego, drugą zaś dni z promieniowaniem niższym od średniego. Ze względu na długi czas insolacji promieniowanie jest w tym okresie dominującym czynnikiem kształtującym temperaturę. Zimą, natomiast wiele podobieństw wykazują, dobowe przebiegi temperatury w dniach z ciśnieniem wyższym od średniego, a także w dniach z ciśnieniem niższym od średniego. W zimie dobowe przebiegi temperatury zależą, od ciśnieniem a atmosferycznego, ponieważ w tym czasie zakres jego wahań jest znacznie większy niż w cieplej porze roku. Analogiczna prawidłowość zachodzi w przypadku dobowych przebiegów różnic temperatury między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym i pionowych gradientów temperatury.



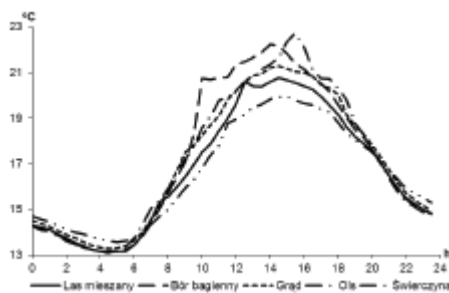
Rys. 8. Przebiegi dobowe temperatury powietrza w lesie mieszanym na wysokości 0,25 m – jesień



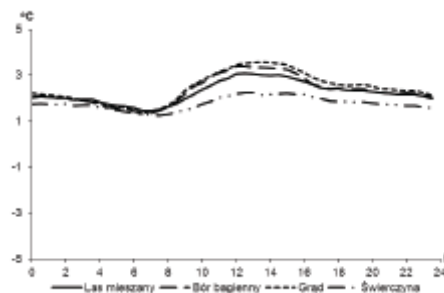
Rys. 9. Przebiegi dobowe temperatury powietrza w lesie mieszanym na wysokości 0,25 m – zima

Średnie dobowe przebiegi temperatury w badanych zbiorowiskach leśnych podczas takich samych warunków baryczno-radiacyjnych w jednej porze roku na tej samej wysokości są podobne. Temperatura minimalna we wszystkich zbiorowiskach leśnych występuje w tym samym czasie, tj. przed wschodem Słońca. Charakterystyczne jest również większe tempo wzrostu temperatury w godzinach przedpołudniowych niż jej spadku po południu.

Każde zbiorowisko leśne wyróżnia się jednak specyficznymi cechami (rys 10 i 11). Na przykład: w olsie wysoka temperatura powietrza utrzymuje się bardzo krótko; bór bagienny charakteryzuje się szybkim wzrostem temperatury w godzinach przedpołudniowych; w grądzie wzrost temperatury trwa najdłużej; w świerczynie występują najmniejsze dobowe amplitudy temperatury i najmniejsze jej chwilowe.



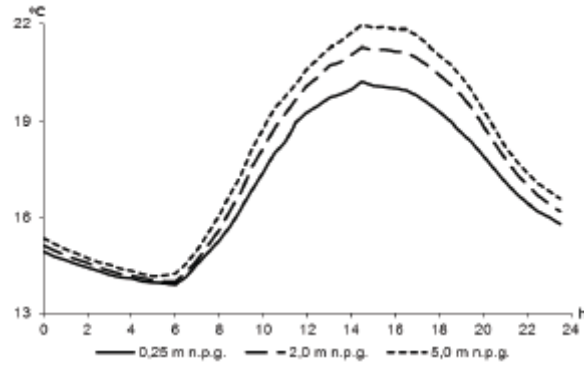
Rys.10. Przebiegi dobowe temperatury powietrza na wysokości 0,25 m, podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – lato



Rys. 11. Przebiegi dobowe temperatury powietrza na wysokości 0,25 m, podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – zima

Wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem gruntu rosną dobowe amplitudy temperatury powietrza. W lecie w świerczynie amplituda temperatury na wysokości 0,25 m wynosiła niecałe $6,5^{\circ}\text{C}$, a na wysokości 5,0 m – ponad $8,0^{\circ}\text{C}$, gdy $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ (rys. 12). Na wysokości 5,0 m różnice między średnimi dobowymi przebiegami temperatury powietrza, podczas dni o odmiennych warunkach baryczno-radiacyjnych także są więk-

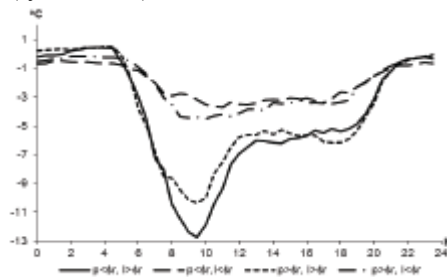
sze. Jest to związane z pionową strukturą roślinności leśnej, która pochłania część promieniowania słonecznego, docierającego pod korony drzew.



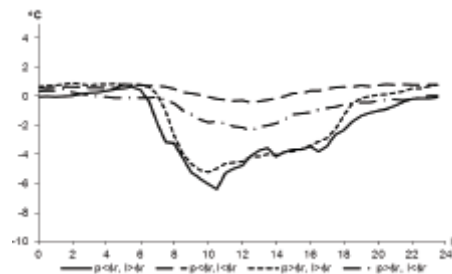
Rys. 12. Przebiegi dobowe temperatury powietrza w świerczynie na różnych wysokościach, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – lato

Przebieg dobowy różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym

Średnie dobowe przebiegi różnic temperatury między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym mają zbliżone cechy niezależnie od rodzaju warunków baryczno-radiacyjnych, pory roku oraz wysokości nad poziomem gruntu. Różnice temperatury między badanymi zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym są najmniejsze od północy do wschodu Słońca. Następnie po wschodzie Słońca szybko one rosną i osiągają największe wartości przed południem (w lecie w świerczynie podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ dochodziły do $13,0^{\circ}\text{C}$). Spadek różnic temperatury powietrza w godzinach popołudniowych trwa znacznie dłużej niż ich poranny wzrost. Jako przykład, przedstawiono dobowe przebiegi różnic temperatury powietrza między świerczyną i terenem otwartym w lecie i jesienią, na wysokości 0,25 m – w dniach o różnych warunkach baryczno-radiacyjnych (rys. 13 i 14).

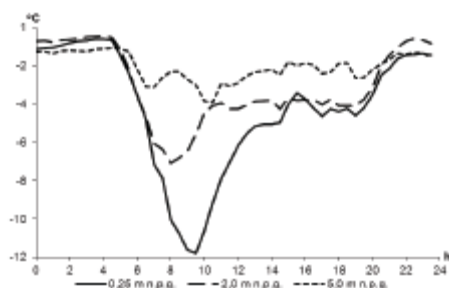


Rys. 13. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między świerczyną i terenem otwartym na wysokości 0,25 m – lato

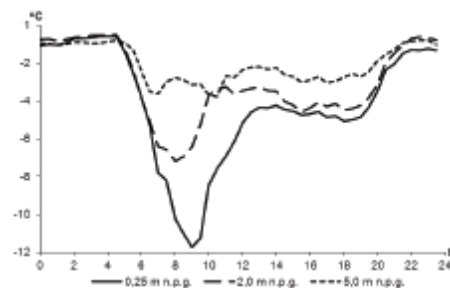


Rys. 14. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między świerczyną i terenem otwartym na wysokości 0,25 m – jesień

Różnice temperatury między poszczególnymi zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym są największe na wysokości 0,25 m w ciągu całego roku, we wszystkich grupach warunków baryczno-radiacyjnych, ze względu na bardzo duży wpływ, jaki w terenie otwartym wywiera podłoże (jego nagrzanie lub wychłodzenie) na temperaturę powietrza. Przykładowo na rys. 15 i 16 przedstawiono dobowe przebiegi różnic temperatury między olszem, borem bagiennym i terenem otwartym w lecie podczas $p > p_{sr}$, $I \leq I_{sr}$.



Rys. 15. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między olszem i terenem otwartym, podczas $p > p_{sr}$ i $I \leq I_{sr}$ – lato



Rys. 16. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między borem bagiennym i terenem otwartym, podczas $p > p_{sr}$ i $I \leq I_{sr}$ – lato

W ciągu dnia, wiosną i w lecie, temperatura powietrza pod koronami drzew w wszystkich zbiorowiskach leśnych jest niższa niż w terenie otwartym niezależnie od wysokości nad poziomem gruntu i rodzaju warunków baryczno-radiacyjnych. Przyczyną tego jest zmniejszenie dopływu promieniowania słonecznego do podłoża pod koronami drzew. Jesieni natomiast, a przede wszystkim w zimie, w dzień w lesie jest przeważnie cieplej niż w terenie otwartym, ponieważ roślinność, nawet pozbawiona liści zmniejsza straty energii i ogranicza przewietrzanie (tab. 4 i 5). Na przykład w grudzie podczas $p \leq p_{sr}$, $I \leq I_{sr}$ w zimie było o $1,5^{\circ}\text{C}$ cieplej niż poza lasem.

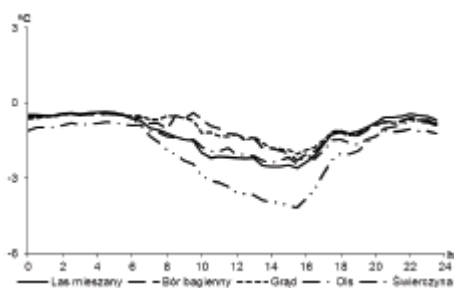
Tabela. 4. Różnice temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$) między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m w wybranych godzinach podczas $p \leq p_{sr}$, $I \leq I_{sr}$

Godzina	Lato					Zima			
	Las mieszany	Bór bagienny	Grąd	Ols	Świerczyna	Las mieszany	Bór bagienny	Grąd	Świerczyna
0 ⁰⁰	-0,80	-0,80	-0,50	-0,90	-0,70	1,10	1,10	1,10	0,80
6 ⁰⁰	-1,10	-1,10	-0,80	-1,10	-1,20	1,10	1,10	1,10	0,70
12 ⁰⁰	-3,20	-2,40	-2,70	-2,10	-3,50	0,70	1,00	1,00	0,00
18 ⁰⁰	-2,20	-1,80	-1,70	-1,50	-2,70	1,40	1,40	1,50	0,80

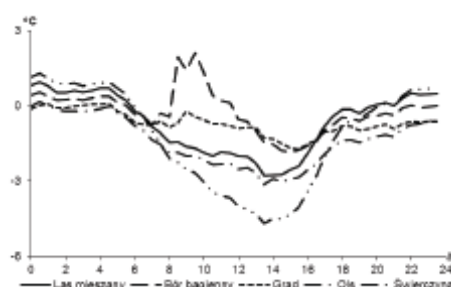
Tabela 5. Różnice temperatury powietrza (°C) między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m w wybranych godzinach podczas $p > p_{sr}$, $I > I_{sr}$

Godzina	Lato					Zima			
	Las mieszany	Bór bagienny	Grąd	Ols	Świerczyna	Las mieszany	Bór bagienny	Grąd	Świerczyna
0 ⁰⁰	-0,40	-0,60	-0,30	-0,70	0,20	0,40	0,30	0,40	0,20
6 ⁰⁰	-4,20	-4,40	-4,20	-4,10	-3,80	0,70	0,40	0,60	0,50
12 ⁰⁰	-5,70	-3,60	-4,70	-4,40	-5,80	-0,50	-0,10	-0,10	-1,20
18 ⁰⁰	-5,90	-5,30	-4,70	-4,40	-6,20	0,40	0,20	0,40	0,20

Średnie dobowe przebiegi różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym, w tej samej porze roku i podczas takich samych warunków baryczno-radiacyjnych, są podobne (rys.17 i 18). Każde zbiorowisko leśne ma jednak cechy indywidualne. Na przykład: wiosną dobowe amplitudy różnic temperatury w świerczynie są największe, a w olsie najmniejsze; w borze bagiennym i grądzie w godzinach przedpołudniowych chwilowo staje się cieplej niż w terenie otwartym; w świerczynie okres z temperaturą niższą niż w terenie otwartym jest najkrótszy; las mieszany cechuje się najmniejszym wzrostem różnic temperatury względem terenu otwartego; w olsie i świerczynie chwilowe wahania różnic temperatury są mniejsze niż w pozostałych zbiorowiskach leśnych.



Rys. 17. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m, podczas $p \leq p_{sr}$ i $I \leq I_{sr}$ – wiosna

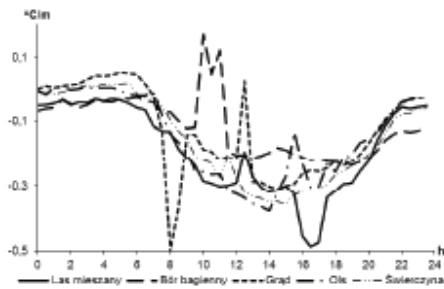


Rys. 18. Przebiegi dobowe różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – wiosna

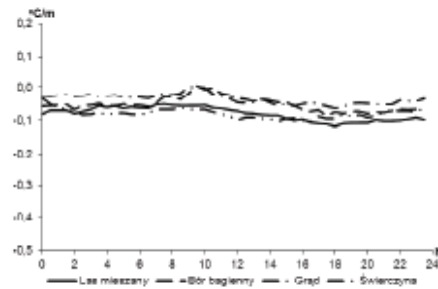
Przebieg dobowy pionowych gradientów temperatury w warstwie powietrza 0,25-5,0 m, w Puszczy Boreckiej

Największe zmiany stratyfikacji termicznej we wszystkich zbiorowiskach leśnych występują, w lecie. W lecie również dobowe wahania pionowych gradientów temperatury w ciągu doby są największe. W zimie natomiast pionowe gradienty temperatury podczas poszczególnych sytuacji baryczno-radiacyjnych są niemal niezmiennie przez całą dobę, poza tym pionowe zmiany temperatury powietrza są w tym czasie małe i nie przekraczają 0,2°C/m (rys. 19 i 20). W cyklu dobowym zmiany temperatury w pionie są większe w dzień niż w nocy. W dzień większe są, także różnice pionowych gradientów

tów termicznych między poszczególnymi warunkami baryczno-radiacyjnymi, a także między badanymi zbiorowiskami leśnymi.

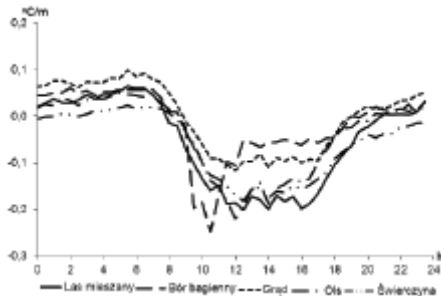


Rys. 19. Przebieg dobowy pionowych gradientów temperatury powietrza (γ), podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – lato

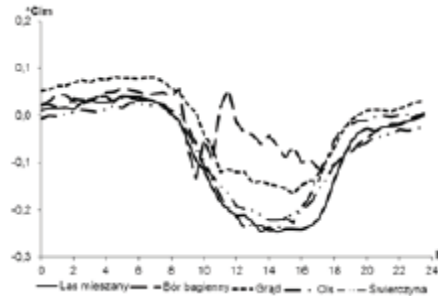


Rys. 20. Przebieg dobowy pionowych gradientów temperatury powietrza (γ), podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – zima

Pod koronami drzew przez całą, dobę występuje inwersja temperatury powietrza, która poza nielicznymi wyjątkami nasila się w ciągu dnia (najsilniejsze inwersje są, wiosną, i latem; wiosną, w olsie przekroczyły $-0,6 \text{ }^\circ\text{C/m}$, gdy $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$). Jedynie jesienią, w nocy we wszystkich zbiorowiskach leśnych występuje równowaga chwiejna, a w dzień – stała. Przykładowo (rys. 21 i 22) przedstawiono średnie dobowe przebiegi pionowych gradientów temperatury powietrza jesienią, podczas obydwu rodzajów pogody z dużym promieniowaniem słonecznym.



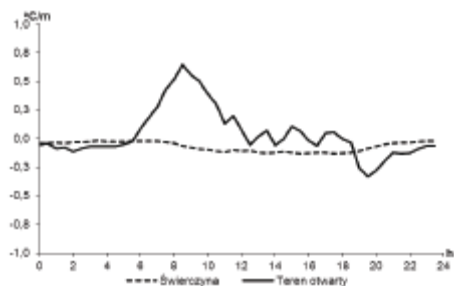
Rys. 21. Przebiegi dobowe pionowych gradientów temperatury powietrza (γ), podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – jesień



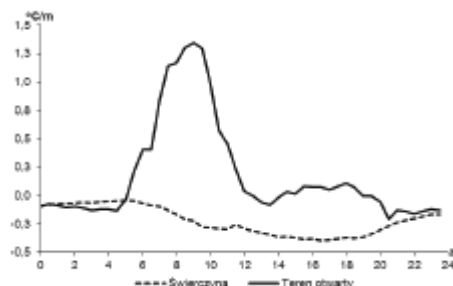
Rys. 22. Przebiegi dobowe pionowych gradientów temperatury powietrza (γ), podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – jesień

Średnie dobowe przebiegi pionowych gradientów temperatury powietrza w lesie i w terenie otwartym charakteryzują się odmiennymi cechami niezależnie od warunków baryczno-radiacyjnych i pory roku. W lesie przeważają sytuacje inwersyjne utrzymujące się przez większą część doby. W terenie otwartym natomiast w nocy temperatura powietrza rośnie wraz z wysokością w ciągu dnia spada (największe spadki temperatury w pionie są przed południem). Poza tym w terenie otwartym w ciągu całego roku pionowe gradienty temperatury oraz ich dobowe amplitudy są większe niż w obrębie Puszczy

czy Boreckiej niezależnie od sytuacji pogodowej, o odmiennych cechach pionowych gradientów temperatury powietrza w lesie i w jego otoczeniu decyduje szata roślinna. Porównanie dobowych przebiegów pionowych gradientów temperatury pod koronami drzew oraz w terenie otwartym przedstawiają rys. 23 i 24.



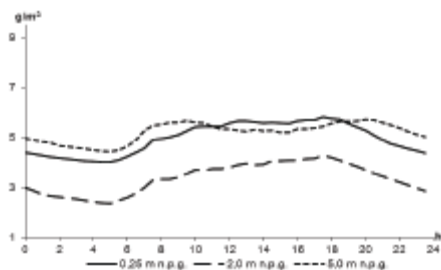
Rys. 23. Przebiegi dobowe pionowych gradientów temperatury powietrza (γ) w świerczynie i w terenie otwartym, podczas $p > p_{sr}$ i $I < I_{sr}$ – lato



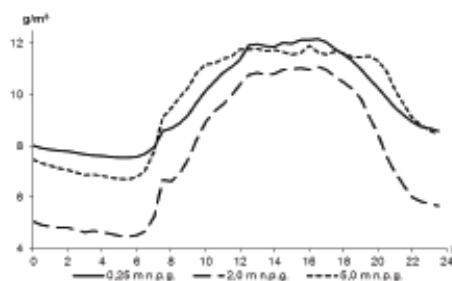
Rys. 24. Przebiegi dobowe pionowych gradientów temperatury powietrza (γ) w świerczynie i w terenie otwartym, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – lato

Zmiany dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza w zbiorowiskach leśnych i terenie otwartym w porach roku

Wraz ze wzrostem wysokości nad podłożem, będącym źródłem pary wodnej, wilgotność bezwzględna powietrza maleje. Na ogół jest ona najmniejsza na wysokości 2,0 m, lecz na tej wysokości ma największą dobową amplitudę. Drugie maksimum wilgotności bezwzględnej jest na poziomie 5,0 m ze względu na wpływ parowania z koron drzew oraz z warstwy podszytu. Przykładowo przedstawiono dobowe przebiegi wilgotności bezwzględnej powietrza w lesie mieszanym na trzech wysokościach: 0,25, 2,0 i 5,0 m nad powierzchnią gruntu wiosną i w lecie (rys. 25 i 26).

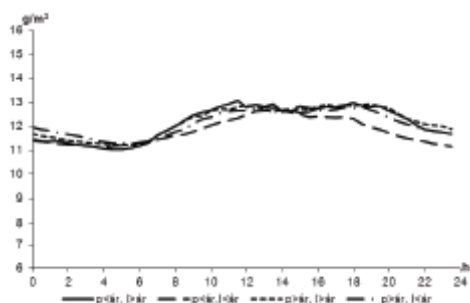


Rys. 25. Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (p) w lesie mieszanym, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – wiosna

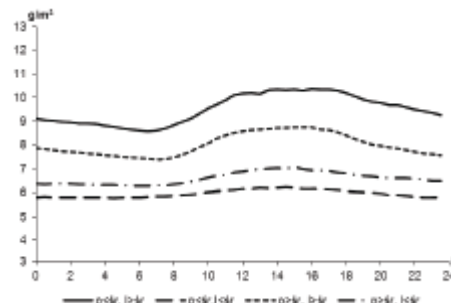


Rys. 26. Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (p) w lesie mieszanym, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – lato

Dobowe przebiegi wilgotności bezwzględnej powietrza w lecie w danym zbiorowisku leśnym wykazują małe zależności od warunków baryczno-radiacyjnych, ponieważ decydującym czynnikiem kształtującym zawartość pary wodnej w powietrzu jest transpiracja roślin. W pozostałych porach roku różnice między dobowymi przebiegami wilgotności bezwzględnej powietrza w zależności od sytuacji baryczno-radiacyjnej są większe. Prawidłowość ta występuje na wszystkich badanych wysokościach nad powierzchnią gruntu (rys. 27 i 28).

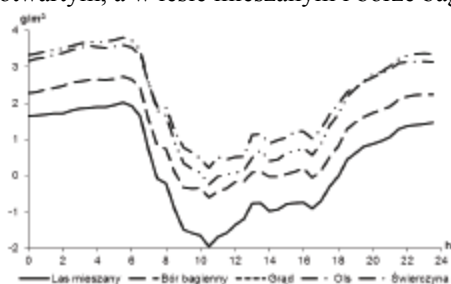


Rys. 27. Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (ρ) w świerczynie na wysokości 0,25 m – lato

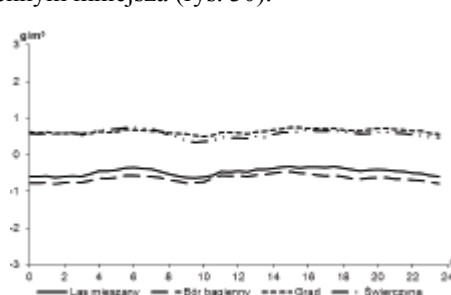


Rys. 28. Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (ρ) w świerczynie na wysokości 0,25 m – jesień

Wilgotność bezwzględna powietrza pod koronami drzew wiosną, w lecie i jesienią jest przeważnie większa niż w terenie otwartym. Największe różnice występują w nocy. Przed południem zdarzają się przypadki, gdy zawartość pary wodnej w powietrzu poza lasem jest większa (rys. 29). W zimie zaś przy powierzchni gruntu wilgotność bezwzględna powietrza przez całą dobę w olsie i świerczynie jest większa niż w terenie otwartym, a w lesie mieszanym i borze bagiennym mniejsza (rys. 30).



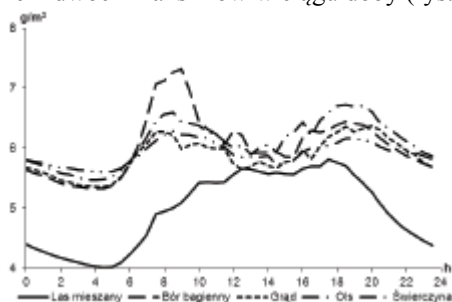
Rys. 29. Różnice wilgotności bezwzględnej powietrza ($\Delta\rho$) między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m, podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – jesień



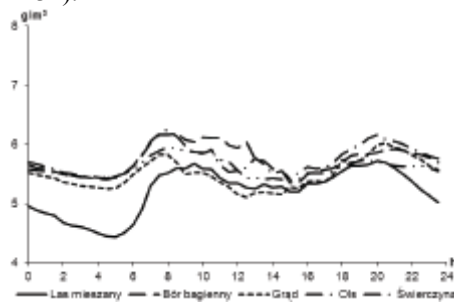
Rys. 30. Różnice wilgotności bezwzględnej powietrza ($\Delta\rho$) między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym na wysokości 0,25 m, podczas $p \leq p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – zima

Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej w badanych zbiorowiskach leśnych w dniach z tym samym rodzajem warunków baryczno-radiacyjnych na wszystkich trzech wysokościach są, podobne. Każde zbiorowisko leśne wyróżnia się jednak cechami specyficznymi: zakresem wahań wilgotności bezwzględnej w ciągu doby, długo-

ścią okresu z wartościami wilotności zbliżonymi do maksimum, a także występowaniem dwóch maksimum w ciągu doby (rys. 31 i 32).



Rys. 31 Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (ρ) na wysokości 0,25 m, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – wiosna



Rys. 32. Przebiegi dobowe wilgotności bezwzględnej powietrza (ρ) na wysokości 5,0 m, podczas $p > p_{sr}$ i $I > I_{sr}$ – wiosna

Wpływ zbiorowisk leśnych na pole temperatury powietrza w Puszczy Boreckiej

Analiza standaryzowanych równań hiperpłaszczyzn regresji (tab. 6) pozwala stwierdzić, że niezależnie od pory roku największy wpływ na zmiany różnic temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym ma wzrost dobowych sum promieniowania słonecznego (wiosną różnica zmienia się od -0,51 w olsie, do -0,84 w lesie mieszanym, latem zaś od -0,77 w olsie, do -0,85 w świerczynie, gdy dobową sumą promieniowania rośnie o 1). Rola dwóch pozostałych czynników, tj. ciśnienia atmosferycznego i wskaźnika NAO okazała się mniejsza – zmienia się w zależności od pory roku. Współczynniki korelacji wielokrotnej R są, istotne statystycznie. Największe wartości mają, one w lecie, od 0,750 w olsie do 0,828 w świerczynie.

Tabela 6. Zależność standaryzowanych różnic temperatury powietrza ($\Delta T'$) w zbiorowiskach leśnych od promieniowania (I'), ciśnienia (p') i wskaźnika NAO' (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

Zbiorowisko leśne	Standaryzowane równanie hiperpłaszczyzny regresji	R
Wiosna		
Las mieszany	$\Delta T' = -0,836801I' + 0,429871p' - 0,190945NAO'$	0,741
Bór bagienny	$\Delta T' = -0,642975I' + 0,487190p' - 0,267463NAO'$	0,605
Grąd	$\Delta T' = -0,705091I' + 0,351190p' - 0,323548NAO'$	0,618
Ols	$\Delta T' = -0,514755I' - 0,053067p' - 0,218241NAO'$	0,514
Świerczyna	$\Delta T' = -0,533162I' + 0,491764p' - 0,276466NAO'$	0,545
Lato		
Las mieszany	$\Delta T' = -0,841011I' + 0,083882p' - 0,005934NAO'$	0,818
Bór bagienny	$\Delta T' = -0,820516I' + 0,086891p' + 0,025978NAO'$	0,796
Grąd	$\Delta T' = -0,842982I' + 0,090650p' + 0,027722NAO'$	0,818
Ols	$\Delta T' = -0,772400I' + 0,087013p' + 0,055784NAO'$	0,750
Świerczyna	$\Delta T' = -0,854340I' + 0,10763p' + 0,058347NAO'$	0,828

Jesień		
Las mieszany	$\Delta T = -0,539400I - 0,117186p' + 0,379738NAO'$	0,676
Bór bagienny	$\Delta T = -0,438702I - 0,141334p' + 0,417093NAO'$	0,624
Grąd	$\Delta T = -0,473288I - 0,154957p' + 0,415929NAO'$	0,653
Ols	$\Delta T = -0,802184I - 0,085890p' + 0,033271NAO'$	0,816
Świerczyna	$\Delta T = -0,508093I - 0,108928p' + 0,388701NAO'$	0,654
Zima		
Las mieszany	$\Delta T = -0,322797I - 0,054979p' - 0,262825NAO'$	0,419
Bór bagienny	$\Delta T = -0,314012I - 0,083681p' - 0,280727NAO'$	0,420
Grąd	$\Delta T = -0,316651I - 0,070597p' - 0,269923NAO'$	0,417
Ols	-	-
Świerczyna	$\Delta T = -0,324100I - 0,016759p' - 0,283177NAO'$	0,439

Wpływ zbiorowisk leśnych na pole wilgotności bezwzględnej powietrza w Puszczy Boreckiej

Ze standaryzowanych równań hiperpłaszczyzn regresji (tab. 7) wynika, że na zmiany różnic wilgotności bezwzględnej powietrza między wnętrzem lasu i terenem otwartym największy wpływ ma wzrost dobowych sum promieniowania słonecznego (w olsie wiosna, różnica zmienia się o -0,66, a w borze bagiennym latem o -0,3 8, gdy dobową sumą promieniowania wzrasta o 1). Wiosną, również wpływ ciśnienia atmosferycznego na zmiany różnic wilgotności bezwzględnej jest duży – zmiany wahają się od -0,15 w świerczynie do -0,59 w lesie mieszanym, gdy ciśnienie rośnie o 1. Współczynniki korelacji opisujące równania hiperpłaszczyzn największe są wiosną i wynoszą, od 0,43 w świerczynie do 0,70 w grądzie.

Tabela 7. Zależność standaryzowanych różnic wilgotności bezwzględnej powietrza ($\Delta p'$) w zbiorowiskach leśnych od promieniowania (I'), ciśnienia (p') i wskaźnika NAO' (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

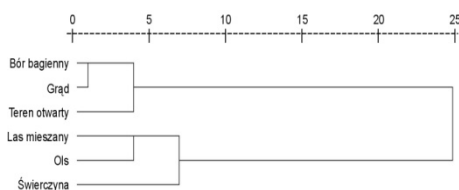
Zbiorowisko leśne	Standaryzowane równanie hiperpłaszczyzny regresji	R
Wiosna		
Las mieszany	$\Delta p' = -0,312015I' + 0,589063p' + 0,010394NAO'$	0,563
Bór bagienny	$\Delta p' = 0,550681I' - 0,274453p' - 0,141641NAO'$	0,591
Grąd	$\Delta p' = 0,571571I' - 0,504699p' - 0,299962NAO'$	0,705
Ols	$\Delta p' = 0,655486I' - 0,315613p' + 0,060357NAO'$	0,597
Świerczyna	$\Delta p' = 0,502323I' - 0,151981p' + 0,197903NAO'$	0,437
Lato		
Las mieszany	$\Delta p' = -0,079498I' + 0,109464p' + 0,227493NAO'$	0,281
Bór bagienny	$\Delta p' = -0,376157I' - 0,117068p' + 0,192048NAO'$	0,446
Grąd	$\Delta p' = -0,342359I' - 0,092498p' + 0,220044NAO'$	0,417
Ols	$\Delta p' = -0,290490I' - 0,163376p' + 0,187008NAO'$	0,390
Świerczyna	$\Delta p' = -0,320547I' - 0,130143p' + 0,179790NAO'$	0,397
Jesień		
Las mieszany	$\Delta p' = -0,443548I' - 0,091423p' + 0,064618NAO'$	0,472
Bór bagienny	$\Delta p' = 0,125975I' - 0,323984p' + 0,066599NAO'$	0,321
Grąd	$\Delta p' = -0,068457I' - 0,252149p' + 0,060568NAO'$	0,272
Ols	$\Delta p' = -0,075563I' - 0,247035p' + 0,046139NAO'$	0,261
Świerczyna	$\Delta p' = -0,047959I' - 0,188521p' + 0,066134NAO'$	0,205

	Zima	
Las mieszany	$\Delta\rho' = -0,320643T + 0,001524p' - 0,219323NAO'$	0,386
Bór bagienny	$\Delta\rho' = -0,276771T - 0,040774p' - 0,230311NAO'$	0,358
Grąd	$\Delta\rho' = -0,287165T - 0,146952p' - 0,224484NAO'$	0,356
Ols	-	-
Świerczyna	$\Delta\rho' = -0,275456T - 0,106908p' - 0,220344NAO'$	0,344

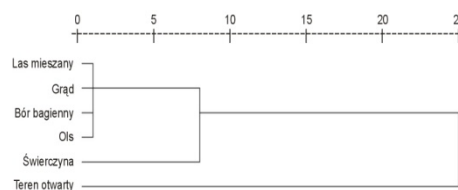
Porównanie temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza zbiorowisk leśnych i terenu otwartego z zastosowaniem analizy skupień (grupowania hierarchicznego)

Podobieństwo zmian dobowych temperatury powietrza

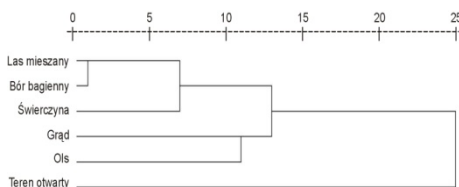
Analiza podobieństw zbiorowisk leśnych i terenu otwartego z wykorzystaniem grupowania hierarchicznego pozwala stwierdzić, że zwartość okapu koron drzew jest najważniejszym czynnikiem kształtującym warunki termiczne we wnętrzu lasu. Od gęstości koron drzew zależy ilość promieniowania słonecznego docierającego do podłoża w ciągu dnia i nocne wypromieniowanie. Zbiorowiskiem leśnym, które wykazuje bardzo dużą indywidualność cech termicznych, jest świerczyna, o niezmiennej w ciągu roku, dużej zwartości koron drzew. W pozostałych badanych zbiorowiskach leśnych gęstość roślinności zmienia się. W lecie warunki termiczne w lesie są podobne, ponieważ roślinność znajduje się w pełni rozwoju (rys. 34). W tym czasie największą indywidualnością wyróżnia się punkt położony w terenie otwartym. W zimie zbiorowiska leśne z dużym udziałem roślinności liściastej (grąd, bór bagienny, las mieszany) mają cechy zbliżone do terenu otwartego (rys. 36).



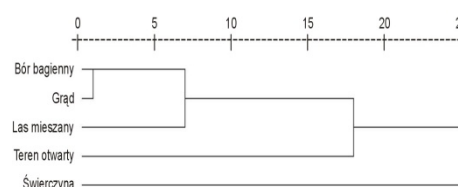
Rys. 33. Podobieństwa dobowych charakterystyk temperatury powietrza w zbiorowiskach leśnych i w terenie otwartym – marzec



Rys. 34. Podobieństwa dobowych charakterystyk temperatury powietrza w zbiorowiskach leśnych i w terenie otwartym – czerwiec



Rys. 35. Podobieństwa dobowych charakterystyk temperatury powietrza w zbiorowiskach leśnych i w terenie otwartym – październik



Rys. 36. Podobieństwa dobowych charakterystyk temperatury powietrza w zbiorowiskach leśnych i w terenie otwartym – luty

Podobieństwo zmian dobowych wilgotności bezwzględnej powietrza

Analiza podobieństw zbiorowisk leśnych i terenu otwartego pod względem cech wilgotności bezwzględnej powietrza metodą Warda nie dała tak jednoznacznych wyników jak w przypadku temperatury powietrza. Najmniejsze różnice zawartości pary wodnej w powietrzu między badanymi zbiorowiskami leśnymi są w lecie. Poza tym w każdym miesiącu podobieństwa między poszczególnymi powierzchniami badawczymi kształtują się inaczej, niezależnie od zawartości koron drzew i wilgotności podłoża.

Podsumowanie

Zbiorowiska leśne w Puszczy Boreckiej wyróżniają się odrębnymi cechami warunków termicznych i wilgotnościowych, zwłaszcza dobowymi wahaniami temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza.

Dobowe przebiegi temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza w zbiorowiskach leśnych w Puszczy Boreckiej najbardziej zależą od warunków baryczno-radiacyjnych.

Zwartość koron drzew jest ważnym czynnikiem wpływającym na warunki termiczne w lesie, niewielki natomiast jest jej wpływ na zawartość pary wodnej w powietrzu.

Pod koronami drzew przez większą część doby utrzymuje się inwersja temperatury, która pogłębia się w ciągu dnia (inaczej niż w terenie otwartym). Nasilenie i zakres dobowych wahań inwersji temperatury powietrza są największe w lecie.

Najmniejszą zmiennością i największą odrębnością warunków termicznych (spośród zbiorowisk leśnych) cechuje się świerczyna - o dużej i stałej w ciągu całego roku zawartości koron drzew. Cechy termiczne wszystkich zbiorowisk leśnych w lecie są podobne, w przejściowych porach roku jest duże zróżnicowanie temperatury pod koronami drzew, w zimie zaś temperatura w liściastych zbiorowiskach leśnych jest prawie taka jak w terenie otwartym. Największe dobowe amplitudy temperatury powietrza w Puszczy Boreckiej są na wysokości 5,0 m nad poziomem gruntu, a nie przy powierzchni gruntu (jak w terenie otwartym). Na poziomie 5,0 m występują też największe różnice między średnimi dobowymi przebiegami temperatury w dniach o odmiennych warunkach baryczno-radiacyjnych. Różnice temperatury między wnętrzem lasu i terenem otaczającym są największe w godzinach przedpołudniowych w lecie. Są one największe na wysokości 0,25 m nad poziomem gruntu

Wilgotność bezwzględna powietrza na wysokościach 0,25 i 5,0 m nad poziomem gruntu jest większa niż na poziomie 2,0 m. Sumy dobowe promieniowania słonecznego w każdej porze roku najbardziej wpływają na różnice temperatury powietrza między zbiorowiskami leśnymi i terenem otwartym.

Różnice wilgotności bezwzględnej powietrza między Puszczą Borecką i terenem otwartym najbardziej zależą wiosną i w lecie od dobowych sum promieniowania słonecznego, jesienią – od ciśnienia atmosferycznego, w zimie – od dobowych sum promieniowania słonecznego i wskaźnika *NAO*, a średnio w roku – od wskaźnika *NAO*.

*Pietras, K., 2011, *Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej (autoreferat pracy doktorskiej)*, [w:] *Prace i Studia Geograficzne*, Suplement t.47, s. 178-194 (zmieniony)

5.4. Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów

Wincenty Okołowicz, Maria Stopa, Gabriela Przybylska,
Maria Nowacka, Jerzy Boryczka, Jolanta Sitek

Celem opracowania jest charakterystyka klimatu okolic Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego okolic jeziora Śniardwy i wyspy Szeroki Ostrów.

Szczegółowe opracowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Śniardwy obejmuje pas przybrzeżny o szerokości 3-4 km. Pracami terenowymi Katedry Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego objęty był tylko wycinek północnego brzegu w rejonie Dziubiele, wschodniego we wsi Nowe Guty oraz wyspa Szeroki Ostrów.

Dla porównania wykorzystano także wyniki pomiarów z punktów bardziej oddalonych od jeziora Śniardwy: Olszewo, Bogumiły, Prynowo, Wierzbowo i Szarejki (lipiec 1963) oraz Zdory i Dąbrówka (1962). Większość tych stacji zlokalizowano z dala od największych zbiorników wodnych, tym niemniej rozproszone one były dość równomiernie po całej okolicy Wielkich Jezior Mazurskich (rys. 1).

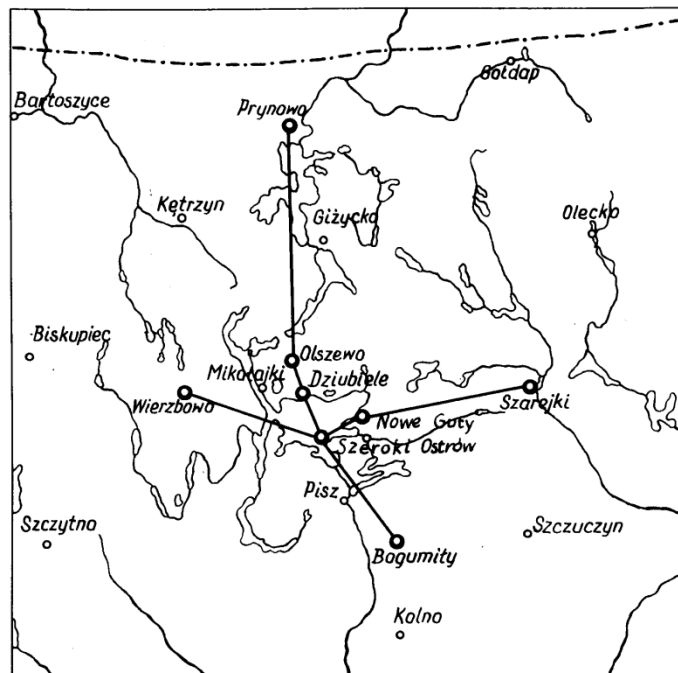
Szczegółową charakterystykę klimatu regionu wykonano na podstawie analizy poszczególnych elementów klimatologicznych z około 10 stacji meteorologicznych Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego za lata 1951-1960 oraz na podstawie analizy położenia geograficznego i układu topografii.

Na specjalne życzenie Zleceniodawcy wyjątkowo dużo miejsca w tym opracowaniu poświęcono miesiącom letnim z lat (1962-1963), kiedy to państwowa sieć stacji meteorologicznych była zagęszczona przez stacje polowe Katedry Klimatologii IG UW.

Oceniono klimat lokalny okolicy jeziora Śniardwy na podstawie wykonanych pomiarów instrumentalnych w okresie lipiec-sierpień 1962 i lipiec 1963. Prowadzono pomiary:

- temperatury i wilgotności powietrza psychrometrem Assmana w 12 punktach na 2 poziomach 0,5 m i 1,5 m n.p.g. oraz w 6 punktach na 3 poziomach,
- temperatury maksymalnej i minimalnej w tej samej liczbie punktów i na tych samych poziomach,
- kierunku i prędkości wiatru,
- temperatury wody jeziora Śniardwy,
- wysokości opadów,
- natężenia oświetlenia.

Oprócz pomiarów instrumentalnych prowadzono również obserwacje wizualne (wielkość i rodzaje zachmurzenia) występowanie rosy, mgły, zamglenia, burz, opadów itp.



Rys. 1. Rozmieszczenie punktów pomiarowych Zakładu Klimatologii UW o otoczeniu jeziora Śniardwy

Przy opracowaniu temperatury powietrza w lipcu i sierpniu 1962 wykorzystano dane tylko z 3 terminów klimatologicznych, natomiast w lipcu 1963 – z 9. Na każdym punkcie wykonano ok. 270 pomiarów miesięcznie.

Analizowano wpływ poszczególnych czynników, takich jak rzeźba, szata roślinna wody powierzchniowe i gruntowe itp. na warunki klimatu lokalnego poprzez analogie do obszarów, na których prowadzono pomiary klimatyczne.

Ocenę lokalnych warunków klimatycznych na obszarze objętym opracowaniem wykonano na podstawie analizy rzeźby i topografii z mapy roboczej w skali 1:25 000, dla wyspy Szeroki Ostrów w skali 1: 5 000.

Na zakończenie należy dodać, że do opracowania wykorzystano szereg materiałów archiwalnych Katedry Klimatologii IGUW oraz dane znajdujące się w literaturze.

Próba wydzielenia dzielnic klimatycznych w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich

Próbie wydzielenia dzielnic klimatycznych z punktu widzenia wczasów i rekreacji nadjeziornej wykonano na podstawie analizy wartości klimatycznych, uzyskanych ze stacji meteorologicznych oraz na podstawie morfologii i pokrycia terenu.

Dzielnica I – obejmuje południową część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich (jezero Śniardwy i okolice). Występuje tu największy wpływ jezior (ze względu na duże skupisko jezior i terenów podmokłych) w związku z czym dzielnica ta charakteryzuje

się niższymi temperaturami maksymalnymi w sezonie letnim (16,5-17,5° w maju, 21° - 21,5° w czerwcu, 22,5-23,0° w lipcu, 21,5-22,5° w sierpniu, 17,0°-17,5° we wrześniu) w stosunku do terenów leżących mniej więcej w tych samych szerokościach geograficznych, ale z dala od większych zbiorników wodnych. Minima z kolei są tu podwyższone, a nawet w niektórych miesiącach należą do największych spotykanych w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich (ok. 6,0° w maju, 10,0-10,5° w czerwcu, 12,0- 13,0° w lipcu, 11,5-12,5° w sierpniu i 7,5-8,5° we wrześniu). Podobnie przedstawia się sytuacja z amplitudami dobowymi, które prawie we wszystkich miesiącach są najniższe 10,0-11,5° w maju i czerwcu, 9,5-11,0° w lipcu, 9,0-11,0° w sierpniu, 8,5-10,0° we wrześniu).

Na podstawie przebiegu dobowego temperatur stwierdzono, że ocieplający wpływ jezior na najbliższe otoczenie rozpoczyna się mniej więcej od 18-20, a kończy się mniej więcej o 7-9, czyli w nocy tereny bezpośrednio sąsiadujące z jeziorami są cieplejsze, natomiast w dzień są chłodniejsze. Największe różnice termiczne między lądem i wodą zaznaczają się w pobliżu terminów występowania maksimum i minimum temperatury z tym, że w nocy są one wyższe i wynoszą średnio biorąc około 2-3° - a podczas nocy bezchmurnych i bezwietrznych przy pogodzie wyżowej różnice woda-ląd mogą osiągać 5-6°. W południe różnice te są niższe, wahając się od 0,5-2,0°. Jeśli chodzi o terminy występowania najwyższych i najniższych temperatur, to należy stwierdzić, że większe różnicowanie zaznacza się w maksimach aniżeli w minimach. Maksima na brzegach jeziora Śniardwy są opóźnione od 1-2 godzin w stosunku do stacji leżących dalej i przypadają na godzinę 15-16. Minima nie wykazują zdecydowanych różnic, ogólnie biorąc można przyjąć, że przypadają one w godzinach 4-5.

Ze względu na sporą ilość naturalnych zbiorników wodnych wilgotność względna w tej dzielnicy jest stosunkowo duża, zwłaszcza w cieplej porze roku (73% w maju, 74 w czerwcu, 78 w lipcu, 80 w sierpniu i 82 we wrześniu).

Duża wilgotność powietrza tej dzielnicy wpływa z kolei na kształtowanie się innych elementów meteorologicznych, takich jak: zachmurzenie, opad, itp. Wielkość zachmurzenia jest tu stosunkowo duża, szczególnie w porównaniu z terenami leżącymi bardziej na południe czy na południowym zachodzie. Najkorzystniejsze warunki pod względem wielkości zachmurzenia panują tu w czerwcu (średnie dobowe zachmurzenie < 55%, liczba dni pogodnych ok. 4, a pochmurnych 7-8) oraz pod koniec lata w sierpniu (średnie dobowe zachmurzenie ok. 55%, liczba dni pogodnych 2-3, liczba dni pochmurnych 6-7) i na początku jesieni we wrześniu (średnie dobowe zachmurzenie ok. 55%, liczba dni pogodnych 2-4, liczba dni pochmurnych 7-8). Najbardziej pogodne niebo w godzinach rannych i południowych występuje tu najczęściej w czerwcu, a w godzinach wieczornych we wrześniu, świadczą o tym średnie terminowe wartości zachmurzenia. Z kolei, najbardziej zachmurzone niebo spotyka się tu w lipcu; w terminie rannym (7.30) wielkość zachmurzenia ok. 60% w południowym 60-65%, w wieczornym 55-60% i w średnich dobowy ok. 60% pokrycia nieba. Liczba dni pogodnych w tym miesiącu jest stosunkowo mała (ok. 3), a liczba dni pochmurnych największa w sezonie letnim (7-9 dni).

Miesiąc ten jest również niekorzystny dla wczasowiczów i turystów pod względem sum opadu (ok. 85 mm), jak również pod względem liczby dni z opadem (ok. 15 dni z opadem). Stosunkowo często występują tu opady i w pozostałych miesiącach sezonu

letniego (maj i wrzesień ok. 13 dni z opadem). Dwukrotnie niższe sumy opadów notowane są w tym rejonie w miesiącach jesiennych (wrzesień i październik) oraz w wiosennych (kwiecień i maj).

Sumy opadów letnich w tym rejonie zwiększają w dużej mierze burze, których średnia dziesięcioletnia liczba dni wynosi ok. 3 w maju, ok. 4 w czerwcu, ok. 5 w lipcu, ok. 4 w sierpniu i ok. 1 we wrześniu – dane z pracy M. Stopy (1965).

Szczegółowa analiza stosunków anemometrycznych tej okolicy wykazała, że zdecydowanie w ciągu całego roku przeważają kierunki zachodnie (ok. 10-15% w maju, czerwcu i lipcu, 15-20% w sierpniu i we wrześniu).

Wiatrom z sektora zachodniego towarzyszą z reguły większe prędkości, zwłaszcza w zimie, natomiast latem prędkości te są znacznie mniejsze (ok. 3 m/s we wszystkich miesiącach sezonu letniego). Przy wiatrach zachodnich prędkości wzrastają w miarę przesuwania z zachodu na wschód, natomiast przy wiatrach wschodnich maleją ze wschodu na zachód. Z przebiegu średnich miesięcznych prędkości w poszczególnych terminach wynika, że najwyższe prędkości wiatru rejestruje się w tej dzielnicy o godz. 13, najniższe zaś o godz. 21.

W dzielnicy tej wydzielić można jeszcze mniejsze jednostki z uwagi na bardzo duże zróżnicowanie warunków klimatu lokalnego.

Grupa 1 – obejmuje na ogół tereny przybrzeżne jezior o dobrych warunkach klimatu lokalnego – atrakcyjne z punktu widzenia wczasów i rekreacji oraz turystyki.

Grupa 2 – obejmuje zalesione wysoczyzny o dobrych i bardzo dobrych warunkach klimatu lokalnego – atrakcyjne dla wczasów, rekreacji oraz turystyki.

Grupa 3 – obejmuje tereny o warunkach dobrych, a jednocześnie występują tu tereny o niekorzystnych warunkach klimatu lokalnego.

Grupa 4 – obejmuje tereny nisko położone, podmokłe tereny, których szczególnie dużo występuje na południowym brzegu jezora Śniardwy; tereny o niekorzystnych warunkach klimatu lokalnego – niekorzystne zarówno dla wczasów i rekreacji jak i dla budownictwa mieszkaniowego.

Dzielnica II – obejmuje północną część Krainy Wielkich Jezior. Kraina ta charakteryzuje się również wpływem jezior na kształtowanie się poszczególnych elementów meteorologicznych; ale jest ona wyraźnie chłodniejsza w porównaniu z dzielnicą I. W miesiącach letnich średnie temperatury maksymalne są tu na ogół niższe od 0,5 do 1°, niż w dzielnicy I, a zwłaszcza w jej części południowej. Minima i amplitudy dobowe temperatury przyjmują tu z reguły wyższe wartości niż w dzielnicy poprzednio scharakteryzowanej. Poniżej norm przyjętych dla dzielnicy I – kształtuje się jeszcze liczba dni upalnych oraz wilgotność powietrza, natomiast powyżej wielkości zachmurzenia oraz sumy i liczba dni z opadem.

Dzielnica ta obejmuje tereny o na ogół dobrych i bardzo dobrych warunkach klimatu lokalnego – atrakcyjnych dla wczasów i rekreacji oraz dla turystyki.

Dzielnica III – obejmuje północno-wschodnie wzniesienia (Gołdap – Olecko). Jest to najchłodniejsza dzielnica opracowywanego obszaru. Prawie we wszystkich miesiącach występują tu najniższe temperatury terminowe, średnie dobowe, średnie maksima oraz minima. Dzięki czemu amplitudy dobowe są tu stosunkowo wysokie, a nawet w niektórych miesiącach najwyższe. Dzielnica ta wyróżnia się jeszcze prawie we wszystkich porach roku pod względem wysokich sum opadowych zwłaszcza w miesią-

cach letnich, natomiast liczba dni z padem jest tu stosunkowo mała. Największe prędkości wiatru występują tu przy kierunkach z sektora wschodniego, najmniejsze zaś przy kierunkach z sektora zachodniego.

Dzielnica ta jest mniej atrakcyjna ze względu na mniejszą ilość naturalnych zbiorników wodnych.

Dzielnica IV – obejmuje tereny znajdujące się w południowej części omawianego obszaru. Charakterystyczne dla tej dzielnicy są: najwyższe temperatury prawie we wszystkich miesiącach sezonu letniego jak również w roku. Maksima są tu najczęściej wyższe niż w dzielnicy I, natomiast minima niższe, w związku z tym amplitudy dobowe temperatur należą do stosunkowo wysokich, biorąc pod uwagę cały obszar opracowywany. Rejon ten wyróżnia się jeszcze pod względem najmniejszego zachmurzenia w całym sezonie letnim.

Jeśli chodzi o kierunki wiatru, to podobnie jak w innych dzielnicach, przeważają z sektora zachodniego, a prędkości ich wzrastają z zachodu na wschód.

Dzielnica V – obejmuje wycinek zachodni badanego obszaru wraz z wyższymi partiami w okolicy Biskupca. Tereny te pod względem termicznym reprezentują warunki przeciętne, z wyjątkiem północnej części (Niz. Sępolińska), która wyróżnia się w zimie jako cieplejsza, względnie najcieplejsza, w lecie zaś chłodniejsza. Okolice Biskupca zdecydowanie wybijają się we wszystkich miesiącach, niezależnie od pory oraz w roku, pod względem wielkości zachmurzenia oraz prędkości wiatru; jako najbardziej zachmurzone i o dużych prędkościach wiatru. Jako ciekawostkę podaje się fakt, że w ciągu 10 lat nie zanotowano tu ani razu ciszy.

Charakterystyka i ocena warunków klimatu lokalnego okolic jeziora Śniardwy

Na terenie objętym granicami opracowania występuje duże zróżnicowanie warunków klimatu lokalnego. Na zróżnicowanie warunków klimatycznych wpływ mają m.in. rzeźba, szata roślinna, wody powierzchniowe i gruntowe, ekspozycja, zabudowa. Różnice występują w przebiegu prawie wszystkich elementów klimatycznych.

Na podstawie analizy pomiarów instrumentalnych, wykonanych na wybranych profilach (lipiec-sierpień 1962 i lipiec 1963), jak też wizji lokalnej niektórych wycinków brzegów oraz materiałów archiwalnych Katedry Klimatologii IG UW, wydzielono na mapie w skali 1:25 000, tereny o odmiennych warunkach klimatycznych wraz z oceną zabudowy wczasowo-wypoczynkowej. Przy korzystaniu z w/w mapy należy wziąć pod uwagę, że wyznaczone granice posiadają charakter orientacyjny i że np. granice wyznaczające zalegania chłodnego powietrza mogą ulegać zmianom w zależności od warunków pogodowych.

Warunki klimatyczne lasów. Wysoki stopień zalesienia w strefie przybrzeżnej jeziora Śniardwy jest jednym z głównych walorów z punktu widzenia turystyki. Z literatury wiadomo, że większe kompleksy leśne wywierają dodatni wpływ na warunki klimatyczne również i terenów sąsiednich (czystość powietrza, fitoncyny, itp.). W przypadku zaś strefy nadbrzeżnej, odgrywają one przede wszystkim rolę „pasów wiatrochronnych”. W granicach badanego terenu największy kompleks leśny stanowią lasy Puszczy Piskiej (po południowej stronie jeziora Śniardwy).

Zasadnicze cechy klimatyczne wnętrza lasów to: stosunkowo wyrównany profil termiczny (wyższe minimum, niższe maksima temperatur, zwiększona wilgotność powietrza, względna zacisza, zwiększona zawartość ozonu (szczególnie w godzinach wieczornych), małe wielkości ochładzania.

Klimat wnętrza lasu jako składowa część środowiska leśnego ustala się pod wpływem zespolonego działania wszystkich elementów tworzących to środowisko, w związku z czym na terenach zalesionych istnieje cały szereg odrębnych mikroklimatów. Dokładna charakterystyka poszczególnych mikroklimatów lasu wykracza poza ramy niniejszego opracowania. Z klimatycznego punktu widzenia cały pas lasów nadbrzeżnych stanowi teren o na ogół bardzo dobrych i dobrych warunkach klimatu lokalnego – na ogół korzystny dla zabudowy wczasowo-rekreacyjnej.

Zasadniczym problemem, który powinien być wzięty pod uwagę przy projektowaniu ewentualnych ośrodków wczasowych w pasie lasów nadbrzeżnych jest zagadnienie odpowiedniej ich lokalizacji z punktu widzenia konieczności zachowania istniejącej równowagi biocenotycznej. W związku z czym powinna być dokonana dodatkowa ocena pasów lasów nadbrzeżnych, uwzględniająca m.in.: bonitację siedlisk, wieku drzewostanu, podszycia. Ocena ta może być dokonana jedynie przez specjalistę leśnika.

Tereny o ekspozycji południowej, południowo-wschodniej i południowo-zachodniej. Tereny tego typu charakteryzują się bardzo dobrymi warunkami termicznymi, Najwyższymi temperaturami maksymalnymi, bardzo dobrymi warunkami usłonecznienia, niską wilgotnością powietrza, małymi wartościami ochładzania, dużą zawartością ozonu oraz są w pewnym sensie osłonięte przed chłodnymi wiatrami z sektora północno-zachodniego. Głównym walorem tych terenów są przede wszystkim bardzo dobre warunki usłonecznienia.

Tereny te kwalifikują się do grupy terenów najbardziej korzystnych dla budownictwa wczasowo-rekreacyjnego jak i mieszkaniowego. Przy ocenie tej grupy terenów dla celów penetracji wczasowo-rekreacyjnej brano pod uwagę następujące wskaźniki: odległość od jeziora i lasów (czystość powietrza, fitoncydy) oraz walory krajoznawcze. Stworzenie możliwości plażowania na tych terenach pozwoli na wcześniejsze rozpoczęcie sezonu kąpielowego.

Tereny o ekspozycji wschodniej i zachodniej. Tereny tego typu charakteryzują się dobrymi warunkami termicznymi, dobrymi warunkami usłonecznienia, względnie niską wilgotnością powietrza, względnie niskimi wielkościami ochładzania, dużą zawartością ozonu. Na tego typu terenach, w szczególności na zboczach o ekspozycji zachodniej w strefie przybrzeżnej, należy się liczyć z silniejszym nawietrzaniem (wiatry zachodnie osiągają największe prędkości), a więc i koniecznością większych zadrzewień.

Tereny te zakwalifikowano do grupy terenów o bardzo dobrych warunkach klimatycznych. Przy ocenie tych terenów dla budownictwa wczasowego brano pod uwagę następujące wskaźniki: odległość od jeziora i lasów (czystość powietrza, fitoncydy) oraz walory krajoznawcze.

Tereny „zaciszy” strefy przybrzeżnej. Są to tereny znajdujące się w sąsiedztwie lasów, które osłaniają je przed silniejszymi wiatrami (przede wszystkim z kierunków północno-zachodnich i północnych) – w związku z czym charakteryzują się dużą zaciszą (zasadniczy walor tych terenów). Tereny tego typu posiadają w pewnym sensie charakter śródleśnych polan (przede wszystkim mogą tu występować nieco więk-

sze amplitudy temperatur, szczególnie na odcinkach, gdzie lasy otaczają je prawie ze wszystkich stron). Poza tym tereny te charakteryzują się niską wilgotnością powietrza i małymi wielkościami ochładzania. Bliskość do jeziora oraz zasadniczy walor – zaciszność, kwalifikują te tereny do rzędu korzystnych dla budownictwa wczasowego.

Tereny najbardziej „nawietrzane” w strefie przybrzeżnej. Są to tereny niezalesionych partii wysoczyzny w okolicy Nowych Gut i Kwiku. Tereny te charakteryzują się na ogół dobrymi warunkami termicznymi, dobrymi warunkami usłonecznienia, na ogół niską wilgotnością powietrza, dużą zawartością ozonu. Ujemną cechą tych terenów jest duża częstotliwość występowania wiatrów o dużych prędkościach, w związku z czym należy się tu spodziewać występowania dużych wartości ochładzania. Tereny te uznano za korzystne dla zabudowy wczasowo-wypoczynkowej pod warunkiem ich odpowiedniego zadrzewienia.

Tereny o ekspozycji północnej, półn.-wschodniej i półn.-zachodniej. Tereny tego typu charakteryzują się mniej korzystnymi warunkami klimatu lokalnego. Ujemną cechą tych terenów są przede wszystkim gorsze warunki usłonecznienia, w związku z czym posiadają nieco mniej korzystne warunki termiczne. Tereny te charakteryzują się nieco większą wilgotnością powietrza niż np. tereny o ekspozycji południowej; uznano je za niekorzystne zarówno dla zabudowy wczasowej jak i mieszkaniowej.

Tereny równin i płaskowyżów (na ogół płaskie). Charakteryzują się na ogół dobrymi warunkami termicznymi, dobrymi warunkami usłonecznienia. Na terenach tych mogą występować lokalne różnice klimatyczne związane z odległością od jeziora, sposobem użytkowania zagospodarowania, itp.

Tereny dolin i obniżeń. Charakteryzują się niekorzystnymi warunkami termicznymi (inwersja temperatur), dużą wilgotnością powietrza, małą zawartością ozonu, dużą częstotliwością występowania mgieł i przymrozków przygruntowych, przeciętnymi warunkami usłonecznienia. W grupie tych terenów najbardziej niekorzystne są odcinki zabagnionych, podmokłych dolin, gdzie intensywność i częstotliwość występowania inwersji, jak też częstotliwość występowania mgieł jest największa.

Tereny te z klimatycznego punktu widzenia są niekorzystne dla zabudowy wczasowo-wypoczynkowej i mieszkaniowej. Poza tym tereny tego typu oddziałują niekorzystnie na warunki klimatyczne terenów sąsiednich, szczególnie w miejscach występowania szerokich podmokłych pradolin. Częste mgły zalegają nad nimi, często rozprzestrzeniając się na tereny sąsiednie. Również w okresach występowania inwersji o dużej intensywności, na terenach sąsiednich mogą wystąpić znaczne spadki temperatury oraz wzrost wilgotności powietrza.

Bardzo dobre warunki klimatyczne posiadają tereny lasów nadbrzeżnych – projekty zabudowy na terenie lasów winny uwzględnić konieczność minimalnego wycinania drzew, celem nie pogarszania istniejących warunków (zaciszność).

Klimat lokalny wyspy Szeroki Ostrów

Innym celem opracowania jest określenie wpływu jaki wywierają niektóre elementy środowiska geograficznego (rzeźba terenu, pokrycie) na kształtowanie się poszczególnych elementów meteorologicznych. Dotychczas niewiele mówiło się o rzeźbie ze względu na to, że w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich makrorzeźba jest mniej uroz-

maiconą, natomiast mikrorzeźba ma tu wiele do „powiedzenia”, nawet na wyspie Szeroki Ostrów.



Rys. 2. Punktów pomiarowe Zakładu Klimatologii UW w otoczeniu jeziora Śniardwy

Jak już wspomniano przy charakterystyce stosunków termicznych w miesiącach letnich, w niektórych bazach znajdowało się po kilka punktów pomiarowych (pomocniczych). Ich zadaniem było wykrywanie m.in.: wpływu rzeźby terenu na kształtowanie się stosunków termiczno-wilgotnościowych, anemometrycznych, opadowych, przy powierzchni ziemi. W celu zilustrowania tych zależności wykreślono osobno dla każdego z 4 profili hipsometrycznych wyniki obserwacji w postaci izoplei, histogramów, kierunków róż wiatrów. Dokonano tego dla niektórych elementów za okres całego miesiąca, przy innych zaś ograniczono się do dnia wybranego, ze względu na to, że w średnich miesięcznych zróżnicowanie mikroklimatyczne w dużym stopniu zaciera się. Wykazały to poczynione próbki opracowania. W pierwszej kolejności rozpatrzono warunki termiczno-wilgotnościowe. Wilgotność ograniczono tylko do niedosytu, ponieważ wydaje się, że jest to wskaźnik najbardziej odpowiedni – czuły a jednocześnie stabilny. Dniem wybranym do tego rodzaju opracowań został 23 lipca 1963 r. – dzień charakteryzował się największymi kontrastami termiczno-wilgotnościowymi, w sensie mikroklimatycznych zróżnicowań w zależności od odległości od największych zbiorników wodnych.

Interesujące są wyniki pomiarów temperatury i wilgotności w dniu 23 lipca 1963 roku dla 2 profilów na wyspie Szeroki Ostrów.

Profil A obejmujący trzy stanowiska przebiegał w kierunku SW-NE przez wyspę Szeroki Ostrów. Stanowiska III i IV charakteryzowały brzeg wyspy, ale o innej ekspozycji. Pierwszy południowo-zachodni, drugi zaś północno-wschodni. Punkt I reprezentował środek wyspy. Jak widać z załączonego przekroju różnice poziomów pomiędzy położonym punktem (stanowisko I) a poziomem jeziora (stanowisko IV) nie były zbyt duże, rzędu 10 m.

Profil B – prawie prostopadły do poprzedniego wykreślono również dla wyspy Szeroki Ostrów. Punkt I powtórzono i w tym ujęciu. Stanowisko II położone było na brzegu jeziora, ale od strony północno-zachodniej. W celu wyjaśnienia, w jakim stopniu stanowisko I jest reprezentatywne dla centrum wyspy, w roku 1963 założono dodatkowy punkt V, który znajdował się wyżej od jedyńki, na terenie bardziej wyrównanym. W przeciwieństwie do stanowiska I, piątka zasłonięta była lasem z kierunku NW-W.

Wszystkie stanowiska na wyspie Szeroki Ostrów umiejscowione były na nieużytkach rolnych – terenach porośniętych trawą.

Temperatura i wilgotność powietrza. Pomiary temperatury powietrza na wyspie Szeroki Ostrów, wykonane w 10 terminach w różnych porach dnia, pozwoliły na stwierdzenie, że różnice między poszczególnymi stanowiskami, jeżeli chodzi o temperatury, były na ogół niewielkie w godzinach rannych, wzrastały w południe i po południu na skutek większego nagrzewania się zbocza południowo-zachodniego i środka wyspy, dochodząc nawet do 2,6°C. W terminach 18.00 – 20.00 dochodziło znów do wyrównania temperatur w różnych częściach wyspy. Rozkład temperatury w godzinach wieczornych wzdłuż obu profilów pozwolił ustalić możliwości spływu chłodnego powietrza we wszystkich kierunkach, dzięki temu najwyższe położone stanowiska były najcieplejsze.

Przebieg niedosytu wilgotności powietrza był raczej regularny z tym jednak, że w godzinach wieczornych w okresie tworzenia się inwersji termicznych najniższe wartości notowano w dolinkach i przy brzegu. W początkowej fazie tworzenia się inwersji dochodziło również do największych różnicowań w niedosycie na wyspie. Stosunkowo duże rozbieżności w niedosycie zaobserwowano jeszcze po południu, zwłaszcza między wnętrzem wyspy a zboczem o ekspozycji południowo-zachodniej. Związane jest to częściowo z wiatrem z tego kierunku.

Jeśli chodzi o stratyfikację pionową temperatury, to ogólnie można powiedzieć, że występowała ona w ciągu całego dnia, ale największe gradienty temperatury miały miejsce około południa i po południu. Prawie we wszystkich punktach podczas dokonywania pomiarów, gradient temperatury kierowany był ku górze. Jedynie na stanowisku II, mniej więcej do godziny 10.00, był on kierowany ku dołowi.

Rozkład temperatur minimalnych wzdłuż profilu B pozwala stwierdzić możliwości zalegania zimnego powietrza w dolinkach na brzegu wyspy. Różnice temperatury w poszczególnych punktach były duże, co wiąże się z tym, że spływające chłodne powietrze było jednocześnie ogrzewane od wody w pobliżu brzegów. Zresztą świadczą o tym również temperatury minimalne na tych dwóch poziomach.

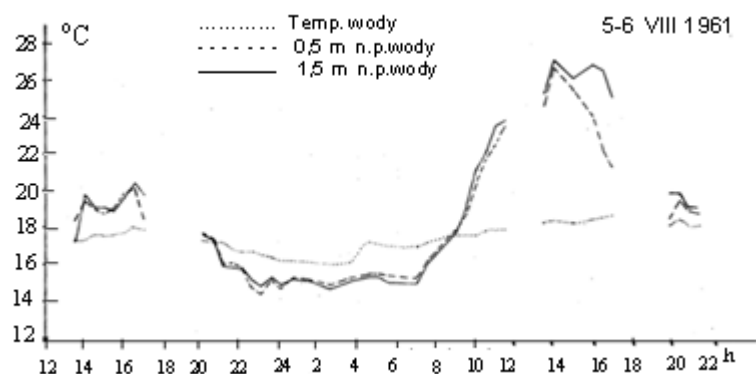
Absolutne minimum wystąpiło dnia 9 lipca w punkcie II i wynosiło 9,0°C (0,5 m) i 10,5°C (1,5 m). Na pozostałych stanowiskach tego dnia, minimum kształtowało się powyżej 10,0° na obu poziomach. Na stanowisku V reprezentującym najwyższy poziom na wyspie, zaznaczyły się wyższe temperatury maksymalne w porównaniu z sąsiednim stanowiskiem I – położonym również wyżej. Można to częściowo tłumaczyć zasłonięciem tego punktu przez las od przeważających kierunków.

Układ temperatur maksymalnych był na ogół wyrównany, co można tłumaczyć dużą turbulencją powietrza.

Dla zorientowania się jak często występują takie sytuacje w ciągu miesiąca (temperatury w nocy są niższe na brzegu wyspy a wyższe w centrum), przeprowadzono porównanie temperatur minimalnych. Z zestawienia tego wynika, że mniej więcej co 2-3 dzień brzeg wyspy jest chłodniejszy w nocy od centrum wyspy.

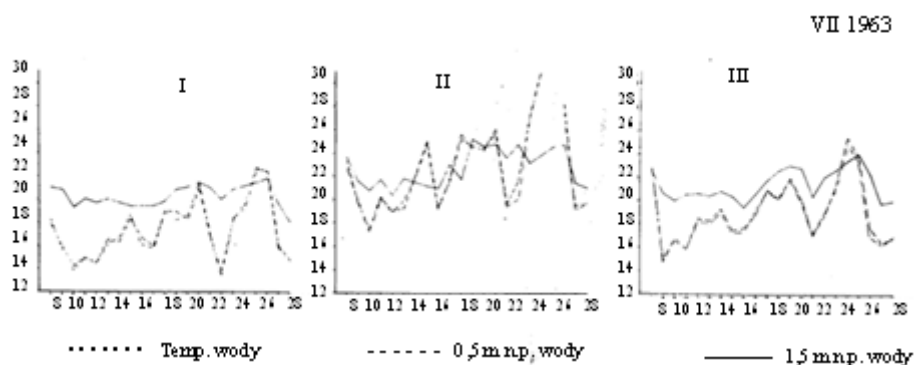
Na zakończenie omawianych stosunków termicznych wyspy Szeroki Ostrów przeprowadzono porównanie temperatury wody (mierzonej po północno-zachodniej stronie wyspy w odległości ok. 10 m) z temperaturą powietrza na 2 poziomach nad powierzchnią wody (rys. 3-4). Z wykresów tych widać (rys. 3), że największe różnice między

temperaturą wody a temperaturą powietrza zaznaczają się w terminie rannym i wieczornym, najmniejsze zaś w terminie południowym.



Rys. 3. Przebieg dobowy temperatury powietrza i wody na wyspie Szeroki Ostrów w dniach 5-6 sierpnia 1961 r.

Do największych kontrastów termicznych w terminie I (woda – ląd) doszło w dniu 9 VII i 22 VII 1963 r. (woda była cieplejsza od powietrza nad nią zalegającego o ok. 3°C). W terminie wieczornym zaś największe różnice występowały 8 VIII 1963 r. Pod koniec lipca miały miejsce i takie przypadki, że temperatura powietrza była wyższa o ok. 1°C od temperatury wody. Trwało to zaledwie 2 dni. W południe, częściej występowały przypadki, że temperatura powietrza była wyższa od temperatury wody przy powierzchni (ok. 5 cm). Szczególnie uwidocznilo się to w okresie występowania pogody wyżowej (23-27 lipca).



Rys. 4. Przebieg miesięczny temperatury powietrza i wody na wyspie Szeroki Ostrów w trzech terminach (I, II, III) w lipcu 1963 r.

Pomiary te były wykonywane w sierpniu (5-6) 1961 r., pomiędzy miejscowością Głodów a wyspą Czarcia. Z przebiegu temperatur w tym okresie wynika, że między

godziną 21 a 9 temperatura wody jest wyższa od temperatury powietrza, w dzień sytuacja jest odwrotna. Wielkość różnic zależy jednak od sytuacji pogodowej. Przy pogodzie niżowej (dzień 5 VIII) są one niższe, natomiast przy wyżowej – wyższe (dzień 6 VIII).

Opad. Rozkład przestrzenny opadów w miesiącach letnich w rejonie jeziora Śniardwy został już poprzednio szczegółowo przeanalizowany, z tym że uwzględniono tam po jednym punkcie z każdej bazy, a między innymi z wyspy Szeroki Ostrów, Dziubieli i Nowych Gut. Ze względu na to, że pomiary opadów prowadzono w większej ilości punktów, dlatego też postanowiono przedstawić jak kształtuje się opad w zależności od rzeźby terenu. Przy opracowaniu wysokości opadów dla wyspy Szeroki Ostrów uwzględniono te same profile co i przy temperaturze. Dodatkowo wykreślono profil hipsometryczny dla Nowych Gut, Dziubieli i Olszowa, czego nie uwzględniono przy temperaturze. Miesięczną sumę opadu za cały miesiąc (lipiec 1963) przedstawia cała wysokość histogramów. Dodatkowo rozpatrzono jeszcze wysokości opadu ciągłego, który miał miejsce w dniu 14 VII 1962 (kolor czarny słupka) i wysokości opadu przelotnego, który miał miejsce w dniu 8 VII 1963 (obszar zakropkowany).

Uzyskane wyniki potwierdzają wiadomości znane z literatury; szczyty form wypukłych (punkt I na wyspie, punkt IV w Olszewie, punkt II, IV i V w Dziubieliach) oraz brzegi jeziora (punkt V na wyspie, punkt I w Nowych Gutach, punkt VI w Dziubieliach) mają mniejszy opad w stosunku do punktów znajdujących się w obniżeniach (punkt V w Olszewie, punkt III w Dziubieliach), jak również w porównaniu z punktami usytuowanymi po stronie dowieznej (punkt IV na wyspie). Mniejszą sumę opadu na szczytach form wypukłych oraz przy brzegach jeziora, należy tłumaczyć większymi prędkościami wiatru notowanymi zwykle w tych punktach, co powoduje przy zwiększonej turbulencji znoszenie opadających kropel deszczu. Biorąc pod uwagę charakter opadu należy stwierdzić, że przy opadzie ciągłym nie widać większych zróżnicowań w wysokości opadu (biorąc dla przykładu wyspę, czy też Olszewo). Natomiast przy opadzie przelotnym większe sumy notowano w Olszewie niż na punktach położonych w pobliżu brzegów jeziora Śniardwy.

Wiatr. Dodatkowo dla wyspy Szeroki Ostrów opracowano również kierunki i prędkości wiatru dla lipca 1962 i 1963 roku. Z kierunkowych różnic wiatru wynika, że na wszystkich punktach na wyspie przeważały kierunki północno-zachodnie. Największy ich udział notowano w roku 1963 na punkcie IV, V i II, najmniejszy zaś na punkcie III. Notowano również stosunkowo duży procent wiatrów północnych, które wykazywały zależność od położenia. Najwięcej ich zarejestrowano na punkcie I, najbardziej ekspozowanym i najwyżej położonym, najmniej zaś na punkcie IV. Najmniejszy udział w tym okresie miały wiatry wschodnie i północno-wschodnie. Pozostałe kierunki przyjmowały wartości pośrednie. Na uwagę zasługuje jeszcze analiza występowania wiatrów zachodnich, których częstość zmniejszyła się prawie o 50% na punkcie IV i V w stosunku do pozostałych. Punkty te zlokalizowane są we wschodniej części wyspy za największymi wzniesieniami. Przedstawiono również średni dzienny przebieg prędkości w lipcu 1963 roku. Zdecydowanie pod względem większych prędkości wyróżnia się punkt II, a mniejszy – punkt V, co należy tłumaczyć przede wszystkim lokalizacją. Punkt II był najbardziej ekspozowany na przeważające kierunki wiatrów o znacznych prędkościach. W lipcu 1963 r. udział ciszy był stosunkowo niski i wynosił od 4% na punkcie IV

do 1% na punkcie II i III, natomiast w lipcu 1962 był wyższy, zwłaszcza na punkcie II (18%).

Bryza jeziorna. W dni pogodne przy znacznej różnicy temperatur wody i lądu i przy małych prędkościach wiatru (niewielki turbulencyjny ruch powietrza) może wystąpić stosunkowo duży poziomy gradient temperatury. Kierunek tego gradientu zależy od pory dnia – w godzinach południowych skierowany jest w stronę lądu, w nocy zaś w stronę wody (jeziora). Ponieważ największe zróżnicowanie temperatur między lądem i wodą występuje w godzinach popołudniowych oraz wczesno-rannych, wobec tego w godzinach tych powinno się obserwować najintensywniejszy przepływ powietrza, wynikający z gradientu gęstości.

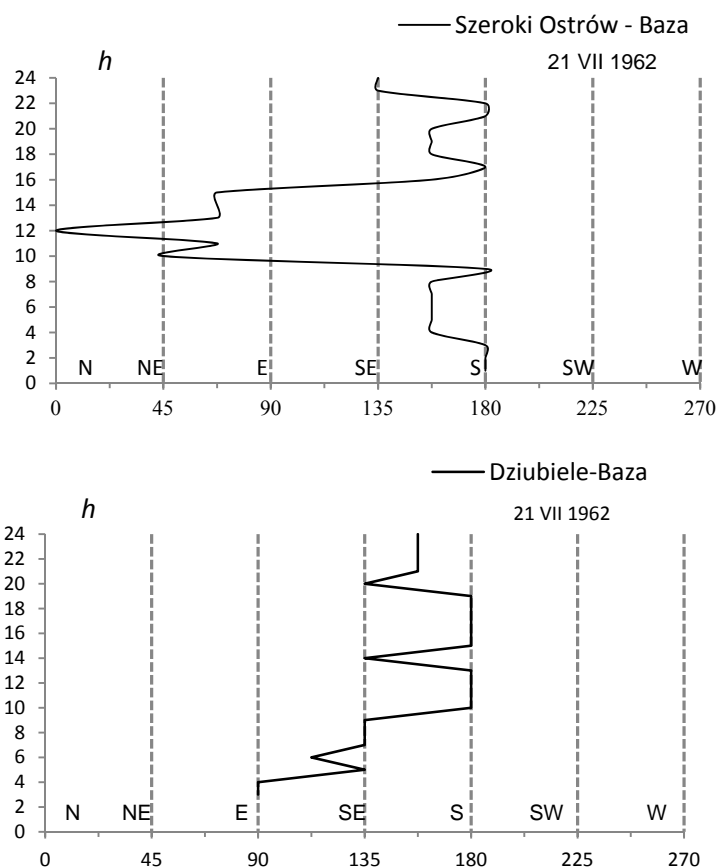
Najbardziej sprzyjające warunki do wystąpienia bryzy jeziornej w naszych warunkach klimatycznych występują w porach przejściowych – na wiosnę i jesienią. Z obserwacji elementów meteorologicznych przeprowadzonych w okolicy jez. Śniardwy wynika, że bryza jeziorna występuje również w niektóre dni w ciągu lata. Ze względu na brak dokładnego zapisu kierunków wiatru (kierunek ten mierzony był metodami wizualnymi) ograniczono się jedynie do podania przykładu wystąpienia bryzy jeziornej w porze letniej. Spośród kilku dni (lipca i sierpnia 1962 r.), które podejrzewano o wystąpienie bryzy jeziornej (przeważające kierunki wiatru, w południe – od jeziora, w nocy – od lądu) wybrano jedynie przypadek (21 VII 1962), kiedy wystąpienie bryzy jeziornej odbiło się wyraźnie na przebiegu dobowym innych elementów meteorologicznych. Przebieg kierunków wiatru w tym dniu zestawiono w tabeli 1 i na rys. 5.

Z tabeli widoczne jest, że w godzinach około południowych zarówno na wyspie jak i przy brzegu jeziora Śniardwy (Dziubiele) kierunek wiatru uległ zmianie. Na przykład na wyspie Szeroki Ostrów w godzinach wczesno-rannych występowały kierunki od lądu (SSE, S), w południe od jeziora (NNE, N) i w godzinach wieczornych od lądu. Identyczne zmiany kierunku wiatru zanotowano we wszystkich punktach obserwacyjnych znajdujących się na wyspie. Należy podkreślić również że w kierunkach NE, NNE, N jezioro jest najszersze.

Zupełnie odmienny przebieg dobowy kierunku wiatru notowano w miejscowości przybrzeżnej jeziora Śniardwy – Dziubiele. Zmiany kierunku wiatru najwyraźniej się uwidoczniły w miejscu obserwacyjnym – Baza, położonym kilkaset metrów od brzegu jeziora. W godzinach porannych i wieczornych zanotowano takie same kierunki wiatru jak i na wyspie Szeroki Ostrów, w południe zaś kierunki przeciwne niż na wyspie – S, SSE, to znaczy, również od jeziora. W tym samym dniu w miejscowości najdalej odległej od jeziora – Dąbrówce nie wystąpiły wyraźne zmiany kierunku wiatru.

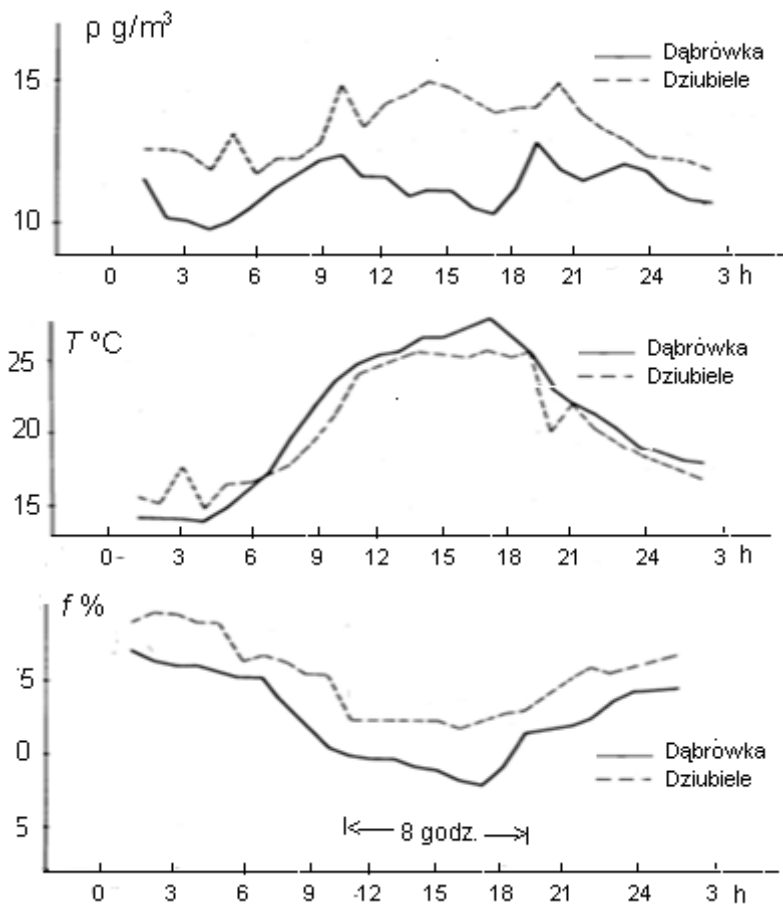
Tabela 1. Kierunki wiatru zanotowane w dniu 21 VII 1962 r. na punktach pomiarowych

godz.	wyspa Szeroki Ostrów			Brzeg Dziubiele		Dąbrówka
	Baza	Punkt II	Punkt V	Baza	Punkt II	Baza
1	S	C	C	C	C	C
2	S	C	C	C	SE	C
3	S	C	C	E	SW	S
4	SSE	SSE	SW	E	SW	S
5	SSE	SSE	SSE	SE	SW	C
6	SSE	C	CC	SSE	SW	S
7	SSE	C	SSW	SE	SW	C
8	SSE	C	SSW	SE	SW	S
9	S	C	NE	SE	SW	S
10	NE	C	C	S	SSW	-
11	NNE	NE	C	S	SSW	-
12	N	NE	N	S	SSW	C
13	NNE	NE	NE	S	S	C
14	NNE	NE	NNE	SE	SE	S
15	NNE	NE	NE	S	S	S
16	SSE	NE	SSE	S	SSE	S
17	S	S	SSE	S	S	SW
18	SSE	SW	NE	S	S	SSE
19	SSE	S	SSE	S	S	SSE
20	SSE	SW	SSE	SE	SE	C
21	S	SW	SSE	SSE	SSE	SSE
22	S	SW	C	SSE	S	SSE
23	SE	SSE	SE	SSE	S	SSE
24	SE	S	SE	SSE	S	SSE



Rys. 5. Zmiany dobowe kierunku wiatru na wyspie Szeroki Ostrów i w Dziubielach

Potwierdzeniem wystąpienia bryzy jeziornej w dniu 22 lipca 1962 r. jest przebieg dobowy takich elementów meteorologicznych, jak gęstość pary wodnej, temperatura i wilgotność względna powietrza. Przebieg dobowy wyżej wymienionych elementów dla miejscowości przybrzeżnej – Dziubiele (baza) oraz dalej położonej na północ miejscowości – Dąbrówka przedstawiono na rys. 6.



Rys. 6. Przebieg dobowy gęstości pary wodnej (ρ), temperatury powietrza (T) i wilgotności względnej (f) 22 lipca 1962 r. w Dziubielach i Dąbrówce

Z wykresów powyższych widać, że przy brzegu jeziora w godzinach 11.00-19.00 tzn. w tych samych, kiedy wiatr wiał od jeziora, zarówno temperatura jak i jego wilgotność względna nie ulegały zmianie ($t \approx \text{const}$, $f \approx \text{const}$). W dalszej odległości od jeziora (również na północ) w tym samym czasie obserwowano wyraźny wzrost temperatury i spadek wilgotności względnej. Wartość maksymalna temperatury i minimalna wilgotność względna wystąpiła w tym samym czasie o godzinie 17.00 ($T_{\text{max}} = 28^{\circ}\text{C}$, $\text{min } f = 40\%$). Maksymalna temperatura powietrza w Dąbrówce w porównaniu z Dziubielami była wyższa o 2°C , wilgotność zaś względna o 20% niższa. Wystąpienie bryzy jeziornej w godzinach około południowych odbija się wyraźnie w przebiegu gęstości pary wodnej. W Dąbrówce ze względu na niewielkie parowanie z gruntu (grunt wyschnięty), zawartość pary wodnej w powietrzu w ciągu dnia znacznie się zmniejszyła, osiągając

najmniejszą wartość o godzinie 17⁰⁰ równą 10,5 g/m³. W pobliżu zaś jeziora (Dziubiele) w związku z napływem powietrza z jeziora Śniardwy, w godzinach około południowych, gęstość pary wodnej była o wiele większa i wynosiła o godzinie 14.00 – 15 g/m³, godz. 17.00 – 14 g/m³. Na zakończenie można jeszcze dodać, że w dniach 20 i 21 lipca 1962 r. we wszystkich powyżej uwzględnionych miejscowościach wystąpiły najwyższe temperatury gruntu (wyspa Szeroki Ostrów, na wys. 5 cm o godz. 13.00 – $T = 29,5^{\circ}\text{C}$).

Ustawienie czułych anemometrów oraz termo hydrografów wokół stosunkowo dużego jeziora Śniardwy umożliwiłoby stwierdzenie częstości oraz warunków meteorologicznych występowania bryzy jeziornej. Z powodu jednak szczupłego wyposażenia Katedry Klimatologii w aparaturę naukową, trzeba było ograniczyć się do metod wizualnych pomiaru kierunków wiatru nie pozwalających na przeprowadzenie tego rodzaju rozważań.

Wnioski

Analizując całokształt warunków klimatycznych Regionu Wielkich Jezior Mazurskich należy stwierdzić, że:

- Region Wielkich Jezior jako część Pojezierza Mazurskiego stanowi jedną z najchłodniejszych części Polski (jeśli pominąć góry), z uwagi na stosunkowo ostre zimy. Nie mniej należy podkreślić, że jakkolwiek okres lata na Pojezierzu Mazurskim charakteryzuje się niższymi temperaturami niż Polska Centralna, to w porównaniu z Pojezierzem Pomorskim i Wybrzeżem temperatury są o ok. 1°C wyższe.
- Na Pojezierzu Mazurskim szata śnieżna zalega najdłużej w Polsce za wyjątkiem gór (90 – 100 dni w roku). Należy podkreślić, że Mazury posiadają dobre warunki dla rozwijania również sportów zimowych (urozmaicona rzeźba – a więc możliwości narciarskie; jezioro – bojery).

Okres lata (od maja do września) na Pojezierzu Mazurskim – najbardziej interesujący z punktu widzenia wczasów i turystyki charakteryzuje się:

- małymi wahaniami temperatury w ciągu doby (wpływ jezior w kierunku obniżenia maksimum i zawyżanie minimum).
- wysoką wilgotnością powietrza (z uwagi na obecność jezior), szczególnie w lipcu i wrześniu.
- dużym zachmurzeniem – najkorzystniejsze warunki pod tym względem panują w czerwcu, sierpniu i we wrześniu, lipiec charakteryzuje się największym zachmurzeniem w okresie lata, miesiąc ten jest również niekorzystny z punktu widzenia wczasów i turystyki, z uwagi na to, że występuje maksimum opadów (liczba dni z opadem – 15).
- Region Wielkich Jezior, a w szczególności okolice jeziora Śniardwy stanowią obszar na Pojezierzu Mazurskim, gdzie zaznacza się największy wpływ zbiorników wodnych. Charakterystycznym jest tutaj przesunięcie dobowego maksimum temperatury od 1 do 2 godzin (13.00-14.00 na terenach bardziej oddalonych od jezior na 15.00-16.00 w pobliżu jezior); ocieplający wpływ jezior zaznacza się w godzinach 18.00-20.00 do 7.00-9.00, a więc nocą tereny sąsiadujące bezpośrednio z jeziorem Śniardwy są cieplejsze (średnio około 2 -3°) w stosunku do terenów bardziej odległych od jezior, a dniem odwrotnie; poza tym występuje tu okresowe silniejsze nawietrznie,

przy wiatrach od strony jeziora (wiatry nabierają prędkości na gładkiej powierzchni wody).

- Znaczny procent zalesienia regionu Wielkich Jezior to nie tylko walory krajoznawcze, ale również czystość powietrza, fitoncyny, olejki eteryczne, a przede wszystkim ochrona przed silniejszymi wiatrami.

Analizując warunki klimatu lokalnego okolic jeziora Śniardwy przy założeniu, że rozbudowa ośrodków wczasowo-rekreacyjnych nie powinna wpłynąć na pogorszenie istniejących warunków klimatycznych oraz że odpowiedni sposób zagospodarowania pewnych partii terenu, mogłyby wpłynąć na ewentualne poprawienie istniejących mniej korzystnych warunków, należy stwierdzić że:

1. Pośród terenów znajdujących się w bliskim sąsiedztwie jeziora, a więc atrakcyjnych dla wczasów i rekreacji najbardziej korzystne warunki klimatu lokalnego posiadają obszary leśne o generalnej ekspozycji południowej, wschodniej i zachodniej).
2. Bardzo dobre i dobre warunki klimatu lokalnego posiadają tereny o ekspozycji południowej oraz tereny wyżynne, gdzie jednak mogą okresowo występować wiatry o większych prędkościach (od strony jezior) – w związku z czym wskazane większe zadrzewienie.
3. Mało korzystne i niekorzystne warunki klimatu lokalnego posiadają tereny o ekspozycji północnej, również tereny znajdujące się w sąsiedztwie dużych obszarów inwersyjnych oraz tereny dolin i obniżeń pośród terenów bardziej oddalonych od jeziora, a więc mniej atrakcyjnych dla wczasowiczów i rekreacji, bardzo dobrymi i dobrymi na ogół warunkami klimatu lokalnego charakteryzują się obszary lasów i wzniesień o dość urozmaiconej rzeźbie; niekorzystne warunki klimatu lokalnego posiadają tereny dolin i obniżeń tereny znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora, z uwagi na okresowe silne nawietrznie winny być w znacznym procencie zadrzewione, a zabudowa wczasowo-rekreacyjna nieco odsunięta od brzegów.
4. Przy projektach rozbudowy ośrodków wczasowo-rekreacyjnych należy wziąć pod uwagę, że zabudowa typu obozowiska, campingi, wymaga szczególnie dobrych warunków klimatu lokalnego, z uwagi na większą zależność od warunków pogody; najbardziej korzystne w okolicy jeziora Śniardwy dla tej zabudowy są tereny lasów o ekspozycji południowej.

Przedstawiona na mapie charakterystyka i ocena lokalnych warunków klimatycznych okolic Jeziora Śniardwy jest w dużym stopniu zgeneralizowana z uwagi na skalę mapy (1:25 000). Poza tym należy wziąć pod uwagę fakt, że ocenę wykonano głównie na podstawie „kameralnej” analizy mapy roboczej.

Biorąc pod uwagę powyższe, należy stwierdzić, że na etapie szczegółowych projektów poszczególnych miejscowości, należałoby wykonać ocenę warunków klimatu lokalnego w bardziej dokładnej skali.

Analizując warunki klimatu lokalnego wyspy Szeroki Ostrów przy założeniu podobnym, że rozbudowa ośrodków wczasowo-rekreacyjnych nie powinna wpłynąć na pogorszenie istniejących warunków klimatycznych oraz, że odpowiedni sposób zagospodarowania pewnych partii wyspy mogłyby wpłynąć na ewentualne poprawienie mniej korzystnych warunków należy stwierdzić:

1. Najbardziej korzystne warunki klimatu lokalnego posiada obszar o generalnej ekspozycji południowej, najbardziej korzystne warunki solarne, bardzo dobre termiczno-wilgotnościowe, względnie zaciszony – osłonięty przed silniejszymi wiatrami z sektora północno-zachodniego, które są dominującymi w okresie lata na terenie wyspy; skłon południowy i las – najbardziej korzystne dla zabudowy wczasowo-wypoczynkowej. Wskazane wprowadzenie zadrzewień;
2. Do terenów charakteryzujących się na ogół dobrymi warunkami klimatu lokalnego dobre warunki solarne, dobre na ogół warunki termiczne, wilgotnościowe (nieco gorsze niż w przypadku strefy poprzedniej) z uwagi na sąsiedztwo terenów inwestycyjnych, okresowo mogą być silniej nawietrzne, korzystne dla zabudowy wczasowo-wypoczynkowej. Wskazane większe zadrzewienia z uwagi na osłonę przed silnymi wiatrami;
3. Trzecią grupę stanowią tereny charakteryzujące się mało korzystnymi warunkami klimatu lokalnego mniej korzystne warunki solarne (północna ekspozycja), szczególnie przy niskich wysokościach słońca, przeciętne warunki termiczno-wilgotnościowe;
4. Czwartą grupę stanowią tereny charakteryzujące się niekorzystnymi warunkami klimatu lokalnego – niekorzystne warunki termiczno-wilgotnościowe (duże spadki temperatury nocą), większa wilgotność powietrza (w okresach występowania inwersji temperatur), przeciętne warunki solarne, duża częstość występowania przyziemnych mgieł i opadów radiacyjnych – niekorzystne dla zabudowy wczasowo-wypoczynkowej.

Przedstawiona na mapie charakterystyka i ocena lokalnych warunków klimatycznych wyspy Szeroki Ostrów jest dosyć dokładna z uwagi na bogactwo materiałów obserwacyjnych i obserwacji wizualnych oraz dokładność mapy 1:5 000. Nie mniej zastrzec należy, że oparta jest ona wyłącznie na pomiarach letnich. W innych porach roku jak również przy innych układach pogody wystąpić mogą pewne odstępstwa w kształtowaniu się poszczególnych elementów klimatycznych.

*Okolowicz W., Stopa, M., Przybylska G, Nowacka M., Boryczka J, Sitek J., 1965, *Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów*. Opracowanie zlecone przez Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej, Wydział Budownictwa, Urbanistyki i Architektury w Olsztynie, Warszawa (skrót z maszynopisu)

5.5. Klimat Kotliny Biebrzańskiej

Urszula Kossowska-Cezak, Krzysztof Olszewski, Gabriela Przybylska

Rozległe obniżenie Kotliny Biebrzańskiej (Kondracki 1978) wypełnione polodowcowymi utworami akumulacyjnymi, denudowanymi ostańcami morenowymi i utworami organicznymi (torfy, utwory torfiaste, muły), przebiega łukiem z północowschodu na południe. Jego długość wynosi ok. 130 km, a szerokość najczęściej 10-20 km, przy czym w części środkowej wzrasta do 30 km. Dno Kotliny obniża się łagodnie (spadki najczęściej < 1%) z biegiem doliny, a także ku rzece (Czopur 1966) (wysokość od ok. 120 do 100 m n.p.m.), sprawiając, że krajobraz jest prawie równinny. Rzeźbę urozmaicają tu ostańce morenowe, ciąg wydm przebiegających z przerwami wzdłuż Kotliny (Kostrowicki 1967, Churski 1971, Okruszko 1971, 1973, Żurek 1970, 1975) i nakładająca się na to podłoże zróżnicowana szata roślinna torfowisk, lasy i łąki. Zbiorowiska roślinne na obszarze Kotliny odzwierciedlają panujące stosunki wodne (Oświt 1965, 1968) i rodzaj podłoża, w którym przeważa torfowisko niskie, okresowo i stale zabagnione. W Kotlinie występują zarówno gleby powstałe z utworów organicznych, jak i mineralnych; pierwsze z nich wykazują prawidłowości w rozmieszczeniu tak w profilu poprzecznym, jak i podłużnym (Okruszko 1971, 1973).

Wytworzone w Kotlinie Biebrzańskiej warunki siedliskowe, których głównym czynnikiem kształtującym są stosunki wodne i ich zmienność (naturalna – sezonowa, długookresowa; antropogeniczna – osuszanie, spiętrzanie wód gruntowych itp.), mają swoje odzwierciedlenie w warunkach klimatycznych przygruntowej warstwy powietrza. Wskazują na to podstawowe prawidłowości kształtowania klimatu, jak też wyniki badań mikroklimatycznych obszarów bagiennych (Bielocerkowskaja, Romanow 1967, Czeczkin 1970, Czurajew i in. 1967, Eggelsman 1972, Geiger 1961, Goriszina 1970, Guszczina 1965, Leśniak 1964, Maksimow 1965, Pjateckij 1971, Romanowa 1970, Szebeko 1959a, b), w tym biebrzańskich (Grzybowski 1980, Kossowska-Cezak 1980, Krzywonos 1965, 1970, Lenart, Przybylska 1973, Pióro 1971, Przybylska, Lenart 1976, Śliwińska 1978).

Specyfika oraz natężenie cech i zjawisk atmosferycznych występujących w jednostce krajobrazowej, którą jest Kotliny Biebrzańska, zależą również od cech otaczających obszarów, ponadto od relacji między nimi a właściwościami podłoża Kotliny (zmiana wysokości w strefie krawędziowej, właściwości cieplnych i wodnych podłoża, szaty roślinnej), od charakteru i wzajemnego układu przestrzennego jednostek geograficznych.

W pracy przedstawione są wnioski analiz pomiarów prowadzonych w lipcu lat 1966-1971 i 1978 (tab. 1) przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w różnych częściach Kotliny i jej otoczenia oraz analizy danych archiwalnych z sieci meteorologicznej z okresu 1951-1965 lub do niego wyrównanych w przypadku niepełnej serii.

Badania Zakładu Klimatologii objęły pomiary temperatury i wilgotności powietrza na wysokościach: 2, 1,5 i 0,25 m. Na wybranych stanowiskach mierzono ponadto temperatury ekstremalne na wysokości 5 cm i temperaturę gruntu do głębokości 50 cm. We wszystkich punktach obserwacyjnych (rys. 1, tab. 1) prowadzono pomiary prędkości i kierunku wiatru, obserwacje wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur oraz zjawisk

atmosferycznych. Pomiary i obserwacje były wykonywane od 3 do 24 razy w ciągu doby. Analiza uzyskanego materiału dotyczyła zarówno wartości średnich z okresów obserwacyjnych, jak i z pojedynczych dni o charakterystycznym typie pogody. Bliższe informacje o programie, metodach obserwacji i uzyskanych danych zawarte są w pracy Kossowskiej-Cezak (1980).

Tabela 1. Charakterystyka posterunków klimatologicznych

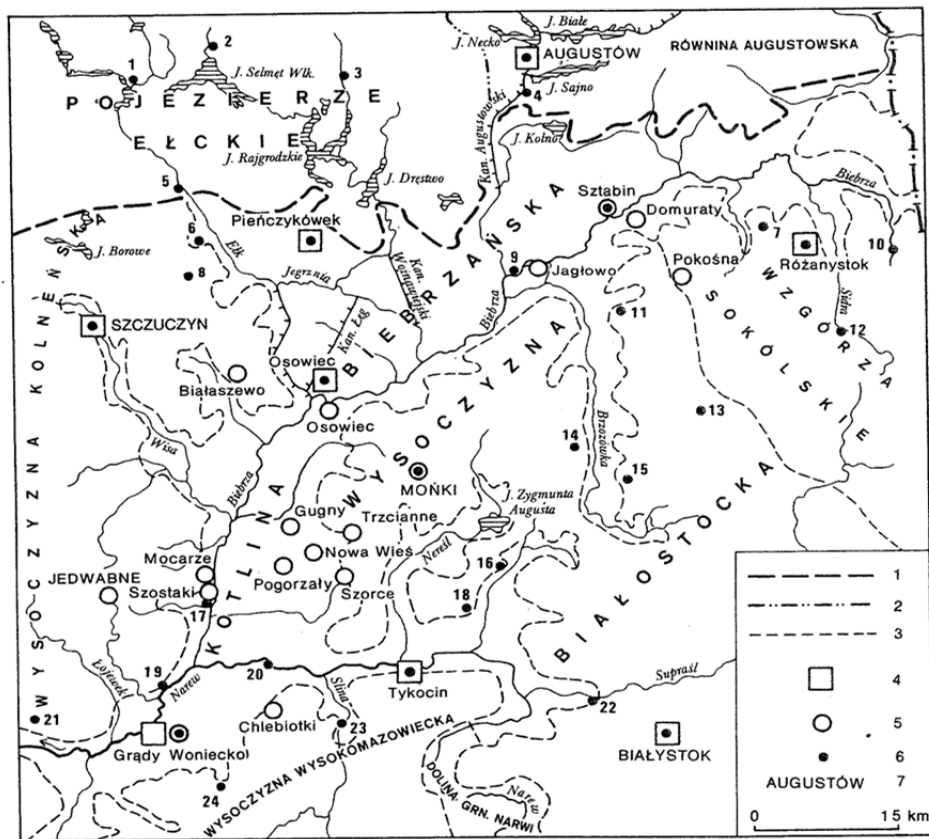
Rodzaj gleby	Punkt obserwacyjny	n.p.m. [m]	Okres	Uwagi	Basen:
Hydrogeniczna: – bagienna torfowa, również mułowa na torfowisku niskim, o różnej miąższości utworu	Sztabin	115	20-31 VII 1978	Okresowo zalewane i drenowane	Górnej Biebrzy
	Jagłowo 2	111	VII 1966		Środkowej Biebrzy
	Oswiec	108	20-31 VII 1978		Dolnej Biebrzy
	Gugny 2	103	VII: 1968, 1969		
	Gugny 1	103	VII: 1968, 1969, 20-31 VII 1978		
	Pogorzały 2	102	VII 1970		
	Pogorzały 3-5	102-103	2011 VII 1971		
	Stójka	103	VII 1970	polana	Wizny
	Chlebiotki 3	111	VII: 1967, 1968	polana śródleśna, zabagniona	
– glejowo-madowa	Szostaki	104	20-31 VII 1978	osuszone, różny okres procesu murszenia	Dolnej Biebrzy
	Biebrza	117	IMGW		Środkowej Biebrzy
– pobagienna (murszowa)	Jagłowo 1	111	VII 1966	osuszone, różny okres procesu murszenia	Dolnej Biebrzy
	Mocarze 2	103	2-11 VII 1971		
	Trzcianne	120	20-31 VII 1978		
	Szorce 1	111	VII: 1969, 1970		
	Chlebiotki 2	103	VII 1968		Wizny
	Wizna	103	VII 1968		

Tabela 1. Charakterystyka posterunków klimatologicznych, c.d.

Rodzaj gleby	Punkt obserwacyjny	n.p.m. [m]	Okres	Uwagi		Basen
Mineralna bielico-wa z: – piasków – luźna (zwydmione tarasy pradolinne wschodniego obrzeżenia Pradoliny Biebrzy)	Oswiec	110	IMGW	Stosunkowo wysoki poziom wód gruntowych	polana na wydmie	dolnej Biebrzy
	Gugny 3	106	VII: 1968, 1969		„wyspa” piaszczysta	
	Pogorzały 1	105	VII: 1969, 1970, 2-11 VII 1971			
– gliniasta	Chlebotki 1	104	VII: 1967, 1968			Wizny
	Mocarze 1	104	VII: 1967, 1968, 2-11 VII 1971	zdenudowany stok zachodni		dolnej Biebrzy
– glin zwałowych i piasków naglinowych	Szorce 2	123	VII 1970	stok wschodni		
	Grądy Wonięcko	110	IMGW; VII 1968, 2-11 VII 1971	ostaniec wysoczyzny		Wizny
– piasków	Białaszewo	115	VII 1966	Wys. Koleńska, zach. otoczenie basenu środkowej Biebrzy		
	Augustów	130	IMGW	Równina Augustowska, pn. otoczenie basenu górnej i środkowej Biebrzy		
– utworów zwałowych i piasków naglinionych	Dumuraty	130	20-31 VII 1978	Pn.-wsch. część Wys. Białostockiej, pd. otoczenie dolnej części basenu górnej Biebrzy		
– glin zwałowych i piasków	Różany stok	160	IMGW	Wzgórza Sokólskie, pd. otoczenie basenu górnej Biebrzy		
	Pokośna	178	VII 1966			
	Mońki	170	VII: 1967-1970			
	Białystok	139	IMGW	Wys. Białostocka, wsch. otoczenie basenu dolnej Biebrzy i Wizny		
	Szczuczyn	130	IMGW	Wys. Kolneńska, zach. otoczenie basenu środkowej i dolnej Biebrzy oraz Wizny		
	Kolno	128	IMGW			
	Jedwabne	158	VII: 1967-1970			
Tykocin	120	IMGW	Wys. Wysokomazowiecka			

Dane z państwowej sieci stacji obejmują zakres standardowych obserwacji meteorologicznych (klatka na wysokości 2 m), wykonywanych 3 razy dziennie w obowiązujących terminach. W pracy wykorzystano wartości średnie 15-letnie elementów meteorologicznych.

Rozkład punktów obserwacyjnych (rys. 1) zapewnił rozpoznanie cech mikroklimatu siedlisk typowych dla Kotliny i jej otoczenia (torfowisko naturalne o różnym stopniu uwilgotnienia i pokrycia roślinnego i osuszone, strefa przyrzecza, wydmy, ostaniec morenowy, polany o różnym podłożu, stoki krawędzi doliny, wysoczyzny) oraz fragmentów Kotliny (profile przez wyróżnione baseny). Wykorzystano fragmentarycznie opracowane wyniki badań terenowych (Ciechomska 1971, Dąbrowska 1970, Kluś-Rorbach 1970, Kulisa 1970, Morozow 1970, Mucha 1970, Zapaśnik 1974).



Rys. 1. Kotlina Biebrzańska

1 – granica podprovincji Pojezierza Wschodniobałtyckiego i Wysoczyzna Podlasko-Białoruskich, 2 – Granica makroregionu Pojezierza Mazurskiego i Pojezierza Litewskiego, 3 – granice mezoregionów, 4 – posterunki klimatologiczne IMGW, 5– posterunki klimatologiczne Zakładu Klimatologii, 6– posterunki opadów IMGW, 7 – miasta

Posterunki opadów: 1–Elk, 2–Lęga, 3– Borzymy, 4– Białobrzegi, 5– Protki, 6– Grajewo, 7–Dąbrowa Białostocka, 8– Wojewodzin, 9– Dębowo, 10– Nowy Dwór, 11– Suchowola, 12– Sidra, 13– Janów, 14– Kamionka, 15– Popiołówka, 16– Knyszyn, 17– Burzyn, 18–Krypno, 19– Wizna, 20– Strękowa Góra, 21– Wiktorzyn, 22– Fasty, 23– Zawady, 24– Mężenin

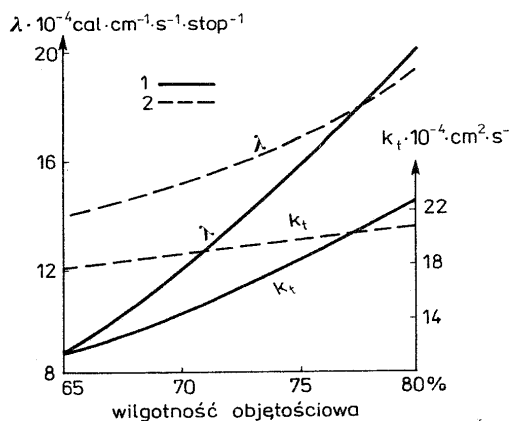
Wpływ podłoża na klimat przygruntowej warstwy powietrza

Badania warunków klimatycznych obszarów, w których podłożu występują torfowiska, zaczęły rozwijać się stosunkowo późno, wyprzedzone rozpoznaniem właściwości wodnych i stosunków hydrologicznych. Były one ukierunkowane na ocenę możliwości uprzystępnienia terenów silnie uwilgoconych do celów rolniczych i określenie optymalnych zasobów zagospodarowania.

Podłoże torfowe odznacza się specyficznymi i odmiennymi od gleb mineralnych właściwościami fizycznymi (Baver 1959, Czeczkin 1970, Maksimuw 1965, Musiero-

wicz 1968, Pjateckij 1971 i in.), z których cieplne i wodne wykazują istotny wpływ na procesy przebiegające w glebie oraz na kształtowanie cech przyziemnej warstwy atmosfery.

Charakterystyki termiczne warstwy czynnej torfowisk (biorącej udział w wymianie ciepła i wilgoci między atmosferą i podłożem) zależą od jej wilgotności, gęstości i innych właściwości fizycznych. Wykazują one naturalne zmiany czasowe i przestrzenne, a także wywołane ingerencją człowieka (Bielocerkowskaja, Romanow 1967, Czurajew i in. 1967, Goryszina 1970, Iwanow 1953, Pjateckij 1971, Romanowa 1970, Sapożnikowa 1953, Szebeko 1959b).



Rys 2. Zależność współczynników przewodnictwa cieplnego (λ) i temperaturowego (k_t) od wilgotności objętościowej warstwy czynnej torfowiska niskiego (1) oraz osuszonego (2)

Warstwę tę cechuje zarówno wyższa niż gleb mineralnych pojemność cieplna (c_v , mierzona w $J/m^3 \cdot 1^\circ C$ lub $cal/cm^3 \cdot 1^\circ C$), przy czym w przypadku gleby bagiennej wilgotnej wynosi $2,51-3,35 \cdot 10^6$ lub $0,6-0,8$, warstwy roślinnej na torfowisku nasyconym wodą – $4,12 \cdot 10^6$ lub $0,983$, gleb piaszczystych i gliniastych wilgotnych – $0,84-2,51 \cdot 10^6$ lub $0,2-0,6$, jak i podobna torfu wilgotnego zamrożonego – $0,545-1,88 \cdot 10^6$ lub $0,13-0,45$, gleby bagiennej suchej – $0,42-0,84 \cdot 10^6$ lub $0,1-0,2$, a także zbliżona do właściwej suchym glebom piaszczystym i gliniastym ($0,42-1,67 \cdot 10^6$ lub $0,1-0,4$). Współczynnik przewodnictwa cieplnego (λ , mierzony w $W/m \cdot 1^\circ C$ lub $cal/cm \cdot s \cdot 1^\circ C$), wskazujący na intensywność zmian temperatury gleby przy jej nagrzewaniu i ochładzaniu, jest natomiast najczęściej niższy ($0,04-0,84$ lub $0,1-2,0 \cdot 10^{-3}$) niż w wodzie ($0,52$ lub $1,24 \cdot 10^{-3}$), ale znacznie mniejszy niż w glebach mineralnych wilgotnych ($0,84-2,51$ lub $2-6 \cdot 10^{-3}$). Tempo wyrównywania temperatury, określone za pomocą współczynnika przewodnictwa temperaturowego (k_t ; $cm^2 \cdot s^{-1}$), jest znacznie mniejsze w glebie bagiennej wilgotnej ($0,9-2,4 \cdot 10^{-3}$) niż suchej ($1-3 \cdot 10^{-3}$) (rys. 2), piasku wilgotnym ($5-10 \cdot 10^{-3}$) i wilgotnej glinie ($6-16 \cdot 10^{-3}$), dlatego też osiągnięcie określonej temperatury w glebach ciężkich, w tym torfowych, następuje później niż w glebach lekkich (przy temperaturze ujemnej nieco wcześniej) (rys. 3).

Rys. 3. Różnica tempa nagrzewania (w dniach) między glebami o różnym składzie mechanicznym (lekka – 1), średnia – 2, ciężka – 3) na głębokości 20 cm a powietrzem oraz między glebą lekką a ciężką – 4

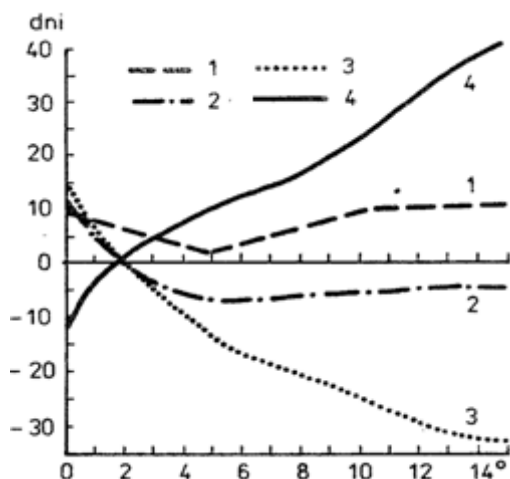


Tabela 2. Średnia temperatura gleb (°C) w Kotlinie Biebrzańskiej i jej otoczeniu (* zob. tab. 1)

Okres	Gleba	stacja*	Głębokość [cm]			
			5	10	20	50
11-15 XII 1967 6.30	mineralna	Mońki	-3,8	-2,5	-0,9	0,8
		Mocarze 1	-1,1	-1,0	-0,1	0,8
XII 1967 6.30	torfowa bagienna	Gugny 1	-0,1	0,1	2,0	4,9
		Mońki	-1,4	-1,2	-0,4	0,6
V 1968 6.30	mineralna	Mocarze 1	10,9	11,3	11,4	-
		Grądy Woniecko	10,0	10,2	10,6	-
V 1968 śr. dob.	torfowa bagienna	Gugny 1	10,6	11,5	11,8	-
		torfowo-murszowa	Wizna	9,4	10,3	10,4
VII 1968 śr. dob.	mineralna	Grądy Woniecko	12,7	12,6	12,1	-
		Wizna	10,3	11,1	10,6	8,0
VII 1968 śr. dob.	torfowa bagienna	Szczuczyn	21,2	-	-	-
		Mońki	-	-	19,2	-
		Jedwabne	-	-	20,5	-
		Mocarze 1	18,9	18,8	18,1	-
		Grądy Woniecko	-	19,5	-	-
	torfowo-murszowa	Gugny 1	16,9	16,8	15,9	-
2-11 VII 1971 śr. dob.	mineralna	Biebrza	18,1	-	16,5	-
		Wizna	15,3	16,5	16,4	-
	torfowa bagienna	Mocarze 1	18,1	17,6	16,9	16,0
		Pogorzały 1	20,3	18,0	17,4	15,7
murszowo-mułowa	Pogorzały 3	16,2	15,6	15,6	13,4	
	Mocarze 2	15,9	15,7	15,3	14,2	

Tabela 3. Średni roczny przebieg temperatury powietrza (na poziomie 200 cm) i gleby (na głębokości 5, 10, 10 i 50cm) (°C) w Biebrzy i Białymstoku w latach 1951-1965 (Śliwińska, 1978), *(Krzywonos, 1965)

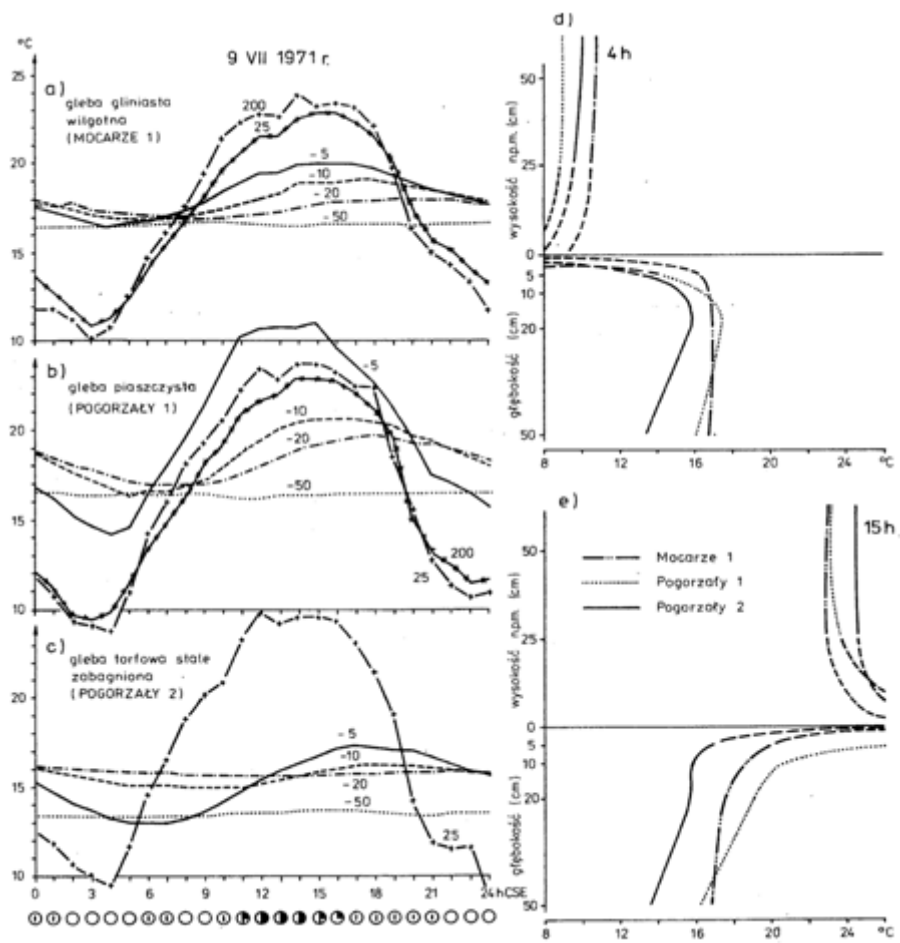
cm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	R	1957-1962*
Biebrza (gleby torfowo-murszowe)														
200	-4,9	-5,6	-2,0	6,7	11,3	16,0	16,5	15,5	12,1	7,3	2,1	-3,5	6,0	6,6
5	-1,8	-1,1	-0,4	4,1	11,1	16,8	17,5	16,3	12,7	8,0	3,3	-0,6	7,2	7,4
10	-1,3	-1,0	-0,4	3,2	10,3	16,1	17,1	16,1	12,8	8,0	3,9	0,1	7,1	7,4
20	-0,1	-0,5	-0,1	1,7	8,5	14,6	15,9	15,6	13,2	9,2	4,8	1,4	7,0	7,5
50	2,4	1,5	1,2	2,2	6,3	11,3	13,3	13,8	12,9	10,3	7,2	4,2	7,2	7,6
Białystok (gleby biellicowe z glin zwałowych)														
200	-5,1	-5,3	-1,7	7,3	12,2	16,8	17,5	16,2	12,9	7,6	2,3	-3,5	6,4	-
5	-2,1	-1,5	-0,1	6,9	13,7	18,9	19,8	17,7	13,3	7,7	3,1	-0,7	8,0	-
10	-1,9	-1,5	-0,2	6,5	13,4	18,6	19,6	17,6	13,3	7,8	3,3	-0,5	8,0	-
20	-1,5	-1,2	-0,1	5,8	13,1	18,0	19,3	17,5	13,5	8,0	3,6	0,0	8,0	-
50	0,1	-0,1	0,5	4,8	12,0	16,5	18,2	17,1	13,7	8,9	4,7	1,3	8,1	-

Badania mikroklimatyczne wskazują, że istotną rolę w zmienności przestrzennej i czasowej charakterystyk cieplnych gleb na obszarach torfowisk odgrywają:

- obecność zróżnicowanej warstwy roślinnej, porowatej, o dużej pojemności cieplnej;
- ciemna barwa przestrzeni między kępami darni, zmieniająca albedo, co zwiększa wielkość przenikającego w głąb strumienia ciepła, które z powodu niskiego współczynnika przewodnictwa temperaturowego akumuluje się w warstwie 5-10 cm;
- oddzielanie się górnej warstwy czynnej torfowiska od złoża;
- dodatkowe ciepło wydzielane w procesie rozkładu materii organicznej oraz dostarczane z wodami opadowymi i zalewów rzecznych.

Obserwacje temperatury różnych rodzajów gleb Kotliny Biebrzańskiej (IX 1967 – VII 1968 z przerwami, VII 1971, również ciąg obserwacyjny stacji Biebrza) potwierdziły prawidłowości zaobserwowane na innych obiektach.

Gleby torfowisk niskich doliny Biebrzy (naturalnych i osuszonych) i gleby mułowo-murszowe strefy przyrzecznej w okresie letnim są znacznie chłodniejsze od mineralnych (tab. 2 i 3, rys. 4) (Grzybowski 1980, Krzywonos 1965, 1970, Śliwińska 1978). Różnica ta jest tak istotna, że uwidacznia się nie tylko w poszczególnych dobach, zwłaszcza w typie pogody antycyklonalnej słabo gradientowej (rys. 4), ale również w wartościach średnich (tab. 2), także wieloletnich (tab. 3). W świetle tych ostatnich temperatura 50-centymetrowej warstwy gleby pobagiennej murszowej basenu środkowej Biebrzy na stacji Biebrza jest o 1°C niższa niż w Białymstoku.



Rys. 4. Przebieg dobowy temperatury gleb (a – gliniastej, b – piaszczystej, c – torfowej) i temperatury powietrza oraz stratyfikacja termiczna w okresie ochładzania (4^h – d) i nagrzewania podłoża (15^h – e)

W stosunku do gleb na podłożu mineralnym, o niższym poziomie wód gruntowych, gleby bagienne cechuje:

- płytsze zanikanie dobowych i rocznych zmian temperatury (do 20 cm);
- późniejsze ustalanie się stratyfikacji insolacyjnej temperatury w całej warstwie;
- krótszy okres, w którym następuje nagrzewanie i znacznie dłuższy okres oddawania ciepła do atmosfery;
- większy strumień ciepła skierowany w okresie ochładzania ku powierzchni warstwie do 10 cm, o wartościach maksymalnych często wyższych niż obserwowane w glebie piaszczystej i gliniastej wilgotnej (rys. 4).

Proces wymiany ciepła między silnie zabagnionym podłożem a atmosferą odbywa się więc w warunkach mniejszego zasobu energii zakumulowanej, przy istotnym udziale warstwy o głębokości do 5-10 cm. Stan ten jest oczywisty w świetle omówionych

prawidłowości – przede wszystkim istotna jest zależność od stopnia nawilgocenia podłoża oraz obecności izolującej warstwy roślinności. Wolne od darni powierzchnie między kępami przewodzą bowiem większy strumień ciepła w ciągu dnia, ale niski współczynnik przewodnictwa temperaturowego powoduje, że energia ta akumuluje się w warstwie do 5-10 cm, podnosząc znacznie jej temperaturę w dzień i oddziałując na bilans cieplny przygruntowej warstwy powietrza. W nocy, przy bardzo powolnym przenoszeniu ciepła z głębszych warstw i niższej temperaturze podłoża, temperatura warstwy powierzchniowej torfowisk, szczególnie fragmentów silnie zabagnionych, z większymi przestrzeniami między kępami roślinności, jest niższa lub podobna do temperatury na glebach piaszczystych, suchych, ze skąpą, niską roślinnością.

Nie bez znaczenia pozostają również straty ciepła na parowanie. Mimo obecności dużej ilości wody, zdolność do jej wyparowania jest mała wobec niższej w ciągu dnia temperatury podłoża od przypowierzchniowej warstwy powietrza (rys. 4). Warunki sprzyjające parowaniu powstają przed zachodem słońca, ok. godz. 18-19, w okresach pogody bezchmurnej lub o małym stopniu zachmurzenia, ale intensywnym przepływie mas powietrza (Lenart, Przybylska 1973). Jednak przy najczęściej występującym w tej porze doby osłabieniu ruchu powietrza oraz wykształceniu inwersyjnej stratyfikacji temperatury tereny bagiennie nie dostarczają znacznych ilości pary wodnej. W tych warunkach często dochodzi do jej kondensacji w postaci rosy i mgły (Lenart, Przybylska 1973).

Ciepło powstałe podczas fazowych przemian wody (kondensacja) dostarczane jest z atmosfery również do podłoża i na pewno zwiększa temperaturę przypowierzchniowej warstwy powietrza, co znajduje wyraz w pionowym rozkładzie temperatury, a nawet jej zmianie w czasie (rys. 4). Efektów takiego przebiegu procesów wymiany ciepła i wilgoci oraz ich zróżnicowania przestrzennego i czasowego można spodziewać się zarówno w reżimie termicznym gleb bagiennych, a zwłaszcza w warstwie powyżej poziomu wód gruntowych, jak i termicznych i wilgotnościowych przygruntowej warstwy atmosfery. Jest to widoczne przy porównaniu przebiegów dobowych temperatury powietrza na poziomach 25 oraz 200 cm nad gruntem i gleby (rys. 4). Najbardziej interesujące jest „oderwanie się” przebiegu temperatury powietrza na poziomie 25 cm nad silnie nawodnionym podłożem bagiennym od jego cech termicznych w warstwie 5-50 cm oraz jego podobieństwo (przebieg, wartości) do przebiegu obserwowanego nad podłożem piaszczystym suchym. Spostrzeżenie to, uzupełnione informacją o temperaturach ekstremalnych (°C) w warstwie powietrza do 2 m nad powierzchnią gruntu:

Podłoże		0,05 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m
Piaszczyste suche Pogorzały 1	max	28,3	23,8	23,5	23,0
	min	6,5	8,4	-	9,0
Bagienne Pogorzały 3	max	30,5	25,4	23,2	-
	min	7,4	8,6	9,3	-
Gliniaste wilgotne Mocarze 1	max	28,0	23,7	23,3	22,8
	min	8,6	9,6	9,9	9,7

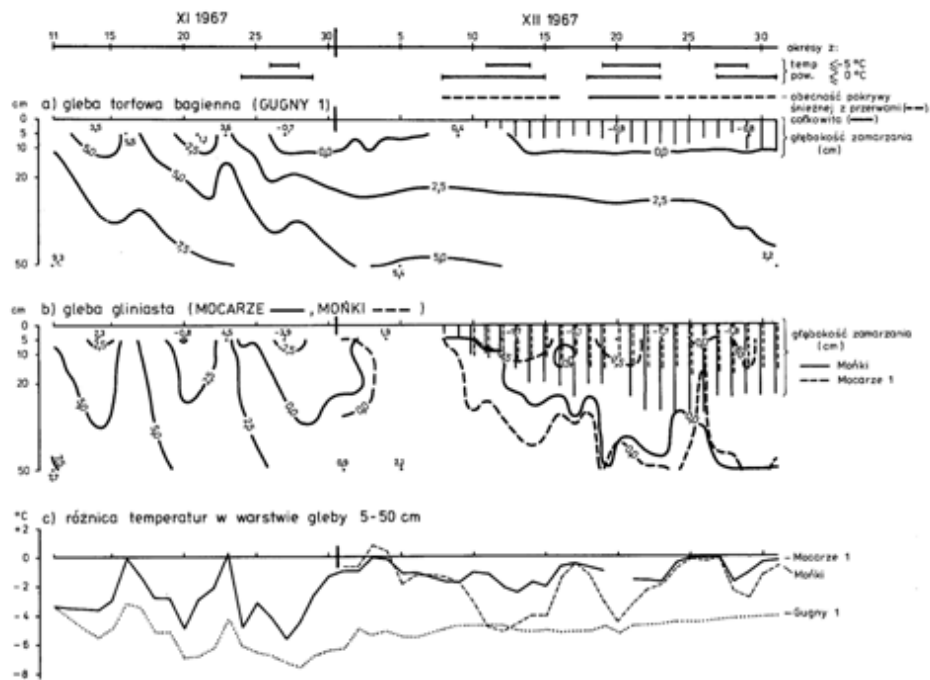
wskazuje na olbrzymią rolę cienkiej (0-5 cm) powierzchniowej warstwy czynnej torfowisk w kształtowaniu reżimu cieplnego przygruntowej warstwy powietrza (Goriszina 1970, Romanowa 1970, Sapożnikowa 1953).

Poszerzenie rozpoznania zróżnicowania warunków termicznych gleb Kotliny Biebrzańskiej o gleby mułowo-murszowe (Mocarze 2) wykazało, że ten typ gleb, właściwy strefie przyrzecznej Doliny Biebrzy (Okruszko 1971, 1973), bliski jest pod względem cieplnym glebom torfowym bagiennym. Warstwa do 20 cm w lecie jest nawet średnio nieco chłodniejsza w ciągu całego dnia od gleby bagiennej, natomiast na 50 cm jest cieplejsza ok. 1°C i podobnie jak glebę gliniastą wilgotną cechuje ją mały gradient zmian temperatury wraz z głębokością.

Porównanie średnich dekadowych i miesięcznych z różnych okresów (tab. 2) wykazuje, że w miesiącach letnich gleby hydrogeniczne są w warstwie 5-50 cm najczęściej chłodniejsze od mineralnych; największe różnice występują na głębokości 20 cm. Gleby bagiennie torfowe IV strefy glebowo-roślinnej, wydzielonej w basenie dolnej Biebrzy są w warstwie do 10 cm cieplejsze (V, VII 1968) niż gleby pobagiennie torfowiska Wizna (Żurek 1968) i chłodniejsze w warstwach głębszych od gleb pobagiennych murszowych (Wizna, Biebrza). W okresie letnim (V, VII 1968) warstwa powierzchniowa (od 5 cm) torfowiska Wizna jest chłodniejsza o 1,5-2,5°C od torfowiska zmeliorowanego Kusawy, przy czym w warstwach głębszych temperatura wyrównuje się.

Analiza temperatury gleby na stacji Biebrza (Śliwińska 1978) wykazała (tab. 3), że średnio od II dekady września rozpoczyna się okres kształtowania warunków termicznych charakterystycznych dla chłodnej pory roku. Gleba pobagienna staje się cieplejsza od mineralnej. Izoterma 0°C schodzi nieco poniżej 20 cm, gdy w Białymstoku w lutym obejmuje poziom 50 cm (średnie z 1961-1965). Według Krzywonośa (1965) w latach 1957-1962 w tym podłożu głębokość zamarzania dochodziła do 40 cm, a przeciętnie wynosiła 28 cm, z nastąpieniem całkowitego rozmarznięcia średnio pod koniec kwietnia. Należy przypuszczać, że gleby torfowa bagiennie, torfowo-mułowe, mułowo-murszowe Kotliny Biebrzańskiej będą później wchodziły w okres oddawania ciepła niż gleby bagiennie i znacznie później niż gleby mineralne (rys. 5).

Proces ogrzewania, który na stacji Biebrza rozpoczyna się przeciętnie w II dekadzie kwietnia, tj. o jedną dekadę później niż w Białymstoku (Śliwińska 1978), będzie również opóźniony na glebach pobagiennych wilgotnych i torfowych zabagnionych. Dokumentują to różnice obserwowane w maju 1968 r. (tab. 2), kiedy warstwa bagna i zmeliorowanego torfowiska Wizna poniżej 10 cm była jeszcze cieplejsza niż w glebach mineralnych na wysoczyźnie i ostańcu morenowym Grądy Woniecko. Taki stan utrzymywał się na torfowisku Wizna jeszcze w lipcu.



Rys. 5. Izoplety temperatury gleby (torfowej bagiennej)– a, mineralnej– b) oraz różnic temperatury w warstwie 5-50 cm– c w okresie 11 XI-31 XII 1967 r.

Kotlina Biebrzańska jest w ok. 80% powierzchni wypełniona utworami, na których przy panujących stosunkach hydrologicznych ukształtowały się gleby o właściwościach ciepłych sprawiających, że w okresie półrocza ciepłego (od kwietnia do września), przesuwanym się w obszarach torfowisk stale zabagnionych na okres od maja do października i później, są one w warstwie do 50 cm chłodniejsze (przeciętnie o 3-5°C) od terenów otaczających oraz obszarów występowania gleb mineralnych w Kotlinie (wydmy, grądy, ostańce morenowe). W półroczu chłodnym są natomiast cieplejsze o 2-3°C. Wyrównywanie temperatury następuje na przełomie marca i kwietnia (kwietnia i maja) oraz we wrześniu.

Tabela 4. Średnia temperatura maksymalna i minimalna (°C) w Kotlinie Biebrzańskiej i jej otoczeniu (*gleba torfowa bagienna, ** gleba murszowa)

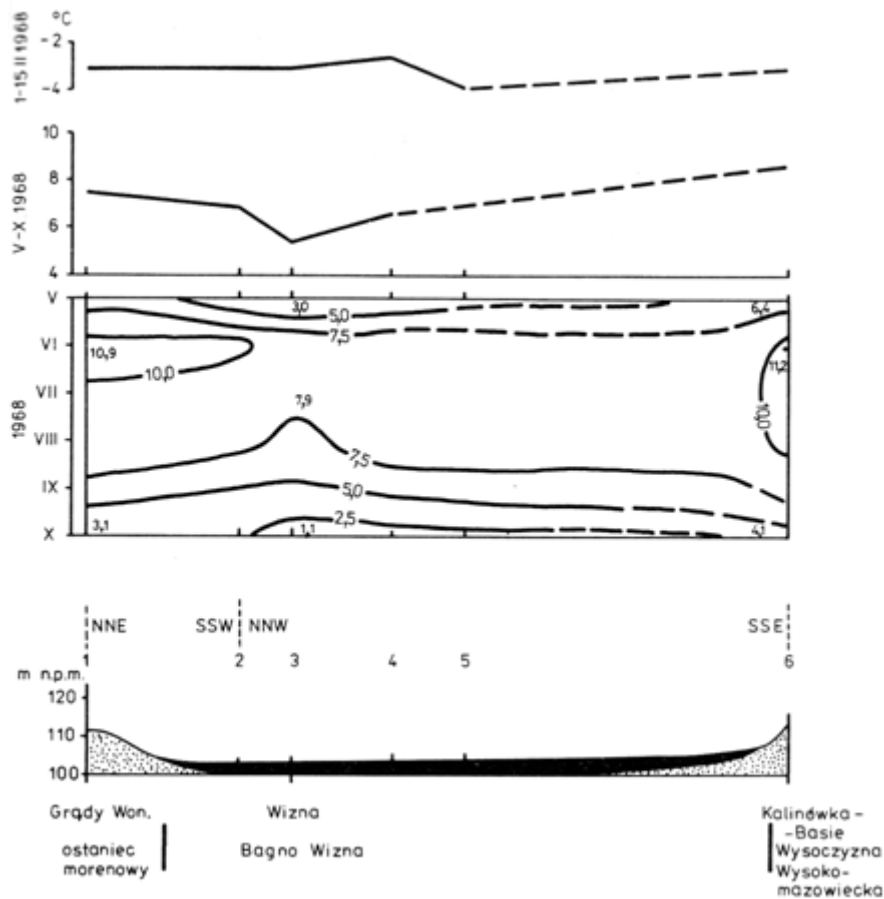
okres	stacja	wysokość [m]							
		t_{max}				t_{min}			
		0,05	0,25	1,50	2,00	0,05	0,25	1,50	2,00
Lipiec 1968 r.	Basen środkowej Biebrzy								
	**Biebrza	-	-	-	21,7	7,3	-	-	10,4
	Basen dolnej Biebrzy								
	Jedwabne	27,5	24,8	23,1	22,4	10,3	10,5	10,9	10,7
	Mocarze 1	25,4	23,3	22,1	21,7	9,8	10,4	10,8	11,3
	**Mocarze 2	-	22,4	21,5	-	-	-	11,0	-
	*Gugny 2	27,8	24,7	22,7	-	6,7	7,7	8,3	-
	*Gugny 1	27,1	23,4	22,7	22,1	8,6	8,8	9,0	9,6
	*Gugny 3	29,2	24,7	23,3	22,4	7,4	8,6	9,3	9,5
	Mońki	29,6	23,5	22,4	21,8	10,3	10,8	11,2	10,4
	Basen Wizny								
	Grądy Won.	27,6	23,5	22,7	22,2	9,3	10,6	10,7	10,6
	**Wizna	29,8	-	-	22,0	7,6	8,7	9,3	9,6
	*Chlebotki 2	-	22,9	-	-	-	8,8	9,5	-
	*Chlebotki 1	-	23,6	22,7	21,9	8,3	9,3	10,0	9,9
*Chlebotki 3	-	23,9	23,5	-	-	9,8	10,2	-	
Lipiec 1969 r.	Basen środkowej Biebrzy								
	**Biebrza	-	-	-	23,2	-	-	-	10,5
	Basen dolnej Biebrzy i jej otoczenie								
	Kolno	-	-	-	23,8	-	-	-	11,8
	Jedwabne	30,1	25,7	24,1	23,4	10,1	10,6	11,3	11,3
	Mocarze 1	30,9	25,2	24,3	23,8	8,6	10,1	10,8	11,0
	**Mocarze 2	29,4	24,9	24,1	23,9	8,7	10,2	10,4	10,5
	Pogorzały 1	32,9	25,6	25,3	-	6,6	7,9	8,9	8,9
	*Gugny 2	30,5	25,6	24,7	23,7	8,5	9,5	9,8	-
	*Gugny 1	27,7	24,7	24,1	-	8,3	9,6	9,6	10,2
	Gugny 3	30,3	25,7	24,3	23,2	8,6	9,6	10,1	-
	**Szorce 1	27,4	24,3	23,7	23,5	9,6	10,3	10,4	10,8
	Mońki	29,8	25,3	24,0	23,5	11,0	11,8	12,1	11,9

Adwekcyjny charakter klimatu oraz obecność pokrywy śnieżnej i zamrożonego gruntu sprawiają, że w okresie zimowym wpływ rzeźby terenu i specyficznego podłoża nie znajdują swego wyrazu klimatycznego. Wyraźnych różnic klimatycznych należy więc spodziewać się w półroczu ciepłym, w okresie największego dopływu promieniowania słonecznego.

Rozkład temperatury minimalnej jednoznacznie wyodrębnia Kotlinę z terenów otaczających i wyżej wyniesionych ostańców morenowych we wszystkich okresach obserwacyjnych półroczu ciepłego lat 1966-1971, 1978 (tab. 4, rys. 6). Wyodrębnienie to w wartościach średnich miesięcznych jest wyraźniejsze gdy częściej występują pogodne noce. Najniższe wartości każdorazowo obserwowano nad podłożem torfowym silnie zabagnionym, ale także nad grudem piaszczystym (Pogorzały). W każdym z okresów obserwacyjnych zanotowano wystąpienie temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu poniżej 1°C, a nawet poniżej 0°C (na terenach bagiennych, np. 19 VII 1969 r.). Obserwacje prowadzone w półroczu letnim 1968 r. na torfowisku Wizna (rys. 6) potwierdzają tę prawidłowość jako następstwo oddziaływania podłoża chłodnego.

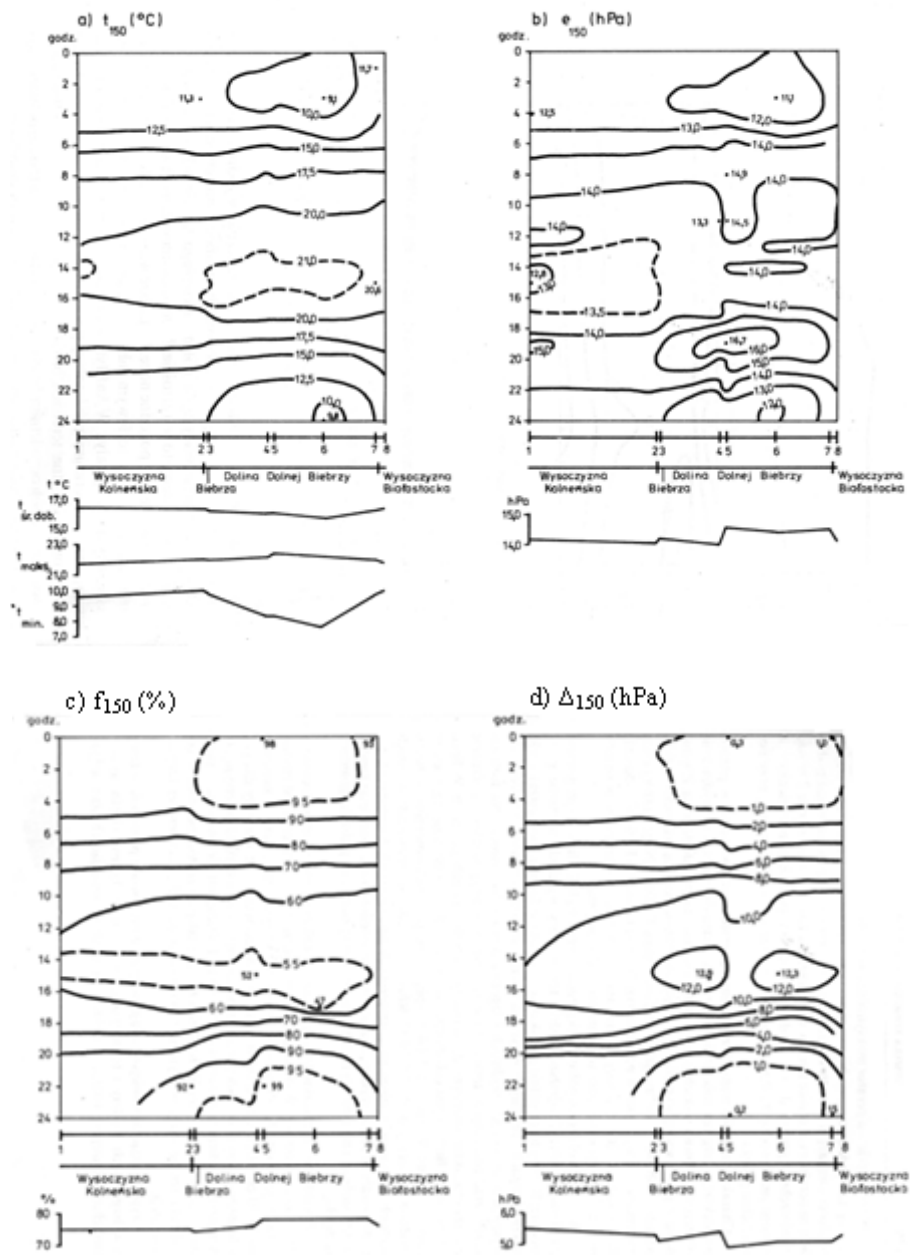
W rozkładzie temperatury maksymalnej (tab. 4) występują mniejsze różnice i nie są tak jednoznaczne. Niemniej w typie krajobrazu bagiennego średnie wartości osiągają, a nawet przekraczają temperaturę obserwowaną nad podłożem mineralnym.

Różnice między wysoczyzną a Kotliną na poziomie 2 m nad powierzchnią gruntu dochodzą do 1°C, między podłożem pobagiennym a bagiennym wynoszą 0,2-0,5°C. Znacznie wyższe wartości występują przy powierzchni gruntu.



Rys. 6. Temperatura minimalna powietrza przy powierzchni gruntu wzdłuż profilu przez basen Wisny

Charakter zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w porach największego nagrzewania podłoża i jego ochładzania pozwala na wydzielenie obszarów torfowisk niskich, ponieważ mają większą amplitudę. Zbudowane z glin i wyżej wyniesione ostańce morenowe cechują natomiast mniejsze wahania dobowe, podobnie jak tereny otaczające Kotlinę. Najjaskrawiej takie zróżnicowanie występuje w najmniejszym basenie torfowym Kotliny – basenie Wisny (tab. 4). Basen dolnej Biebrzy (tab. 4, 5, rys. 7), szczególnie w dniach pogodnych, wyraźnie różni się termicznie od otoczenia.



Rys. 7. Izoplety temperatury powietrza (a), ciśnienie pary wodnej (b), wilgotności względnej (c) i niedosytu wilgotności (d) wzdłuż profilu przez basen dolnej Biebrzy (średnie z 5 dni)

W różnych okresach półrocza ciepłego i fragmentach Kotliny, w tym górnej i środkowej Biebrzy, najniższe średnie temperatury wystąpiły w strefie przyrzecznej Biebrzy (szczególnie pod skarpią – spływy chłodnego powietrza), także w krajobrazach bagiennych, w tym na polanie w lesie olchowym; wyższa – na wyspach morenowych, wydmach i łagodnych stokach krawędzi. Na torfowiskach zmeliorowanych temperatura średnia przyjmuje wartości pośrednie między charakterystycznymi dla wysoczyzn i torfowisk zabagnionych. W lipcu basen dolnej Biebrzy jest chłodniejszy o ok. 0,5-1,5°C niż otaczające go tereny (tab. 5), basen Wizny o 0,4-1,4°C (piąty rok po zmeliorowaniu), a basen środkowej Biebrzy o ok. 0,5-1,0°C. Różnice te będą się zmniejszały w latach suchych (obniżony poziom wód gruntowych na obszarach bagiennych), ale podwyższały w relacji wysoczyzna-torfowisko zmeliorowane (obniżenie temperatury średniej i minimalnej na torfowisku, podwyższenie na glebach i gruntach suchych).

Przedstawioną charakterystykę termiczną należy uzupełnić informacjami o stratyfikacji. W okresie letnim przeciętny układ temperatury jest insolacyjny, z typowymi dla obszarów wilgotnych wyższymi gradientami w warstwie do 25-50 cm. Układ taki, tylko bardziej zróżnicowany, jest właściwy dla popołudniowej pory doby. Nocą w warstwie do 2 m typowy jest układ inwersyjny, o mniejszym gradiencie w warstwie inwersji nad obszarami torfowisk zabagnionych i strefy przyrzecznej. W Kotlinie częściej następuje zakłócenie pionowego rozkładu temperatury w wyniku powstania rosy, mgły przyziemnej (często podciętej).

Przypominając wcześniejsze uwagi dotyczące możliwości parowania z terenów bagiennych Kotliny i towarzyszących im zmian bilansu cieplnego powierzchni czynnej, rozpatrzmy rozkład charakterystyk opisujących stan wilgotności powietrza. Wartości uzyskane w przypadku basenu dolnej Biebrzy (na wysokości 1,5 m) jednoznacznie wskazują (rys. 7b, c, d; tab. 5) na zwiększenie wilgotności w sąsiedztwie rzeki (Mocarze 2 – tab. 5), nad najbardziej uwodnionymi fragmentami torfowisk (Pogorzały 3, Stójka – rys. 7, Chlebotki 2 na bagnie Wizna i in. – tab. 5) oraz po stronie zawietrznej w stosunku do zabagnionych torfowisk (Szorce 1, Chlebotki 1, Gugny 1). Najniższą zawartość wilgoci wykazuje grąd piaszczysty śródbagienny (rys. 7) i wysoczyzny. Zmniejszone ciśnienie pary wodnej zaobserwowano na małych polanach w lesie bagiennym olchowym (Stójka), ze względu na osłabienie ruchu powietrza. Rozkład wilgotności względnej (rys. 7c) potwierdza to zróżnicowanie, przy czym wyróżniają się obszary bagiennie jako wilgotniejsze od wysoczyzn w porze nocnej, a suchsze o 3-5% w godzinach południowych (temperatura wilgotnego podłoża niższa od temperatury powietrza). W rozkładzie tej charakterystyki jeszcze wyraźniej uwidocznił się wpływ sąsiedztwa rzeki, a także nawietrznego stoku skarpy w stosunku do bagien.

Tabela 5. Średnie wartości temperatury t (°C), ciśnienia pary wodnej e (hPa), wilgotności względnej f (%) i niedosytu wilgotności Δ (hPa) w Kotlinie Biebrzańskiej i jej otoczeniu (*objaśnienia jak w tab. 4)

Okres	Stacja	t		e		f		Δ	
		wysokość [m]							
		1,5	2,0	1,5	2,0	1,5	2,0	1,5	2,0
Lipiec 1968 r.		Basen środkowej Biebrzy							
	**Biebrza	-	16,0	-	13,9	-	-	-	6,0
		Basen dolnej Biebrzy i jej otoczenie							
	Jedwabne	17,5	16,9	13,5	-	67	-	7,6	-
	Mocarze 1	17,0	16,7	13,8	13,7	70	72	6,3	6,1
	**Mocarze 2	16,2	-	14,3	-	74	-	5,6	-
	*Gugny 2	16,6	-	14,2	-	87	-	2,3	-
	*Gugny 1	16,6	16,4	14,9	14,3	76	76	5,4	5,4
	Gugny 3	17,0	16,8	13,6	-	70	-	7,0	-
	Mońki	17,4	16,9	13,8	13,4	68	69	7,1	6,5
		Basen Wizny							
	Grądy Won.	17,2	17,1	-	-	-	-	-	-
	*Wizna	16,5	16,6	14,6	-	75	-	5,4	-
	*Chlebotki 2	16,0	-	14,8	-	79	-	4,9	-
	Chlebotki 1	16,4	16,3	14,9	14,1	78	75	5,1	5,9
Chlebotki 3	16,8	-	13,8	-	71	-	6,7	-	
Lipiec 1969 r.		Basen dolnej Biebrzy i jej otoczenie							
	Jedwabne	18,2	18,4	-	14,0	-	65	-	8,0
	Mocarze 1	17,7	17,9	14,6	14,3	70	69	7,1	7,3
	**Mocarze 2	17,3	-	16,5	-	80	-	4,9	-
	Pogorzały 1	17,3	17,1	14,8	14,5	73	71	7,0	6,5
	*Gugny 2	17,6	-	14,5	-	70	-	7,4	-
	*Gugny 1	17,7	17,6	15,0	14,9	72	73	6,9	6,8
	Gugny 3	17,9	-	15,5	-	74	-	6,6	-
**Szorce 1	17,8	17,7	15,9	14,9	76	72	5,8	6,5	

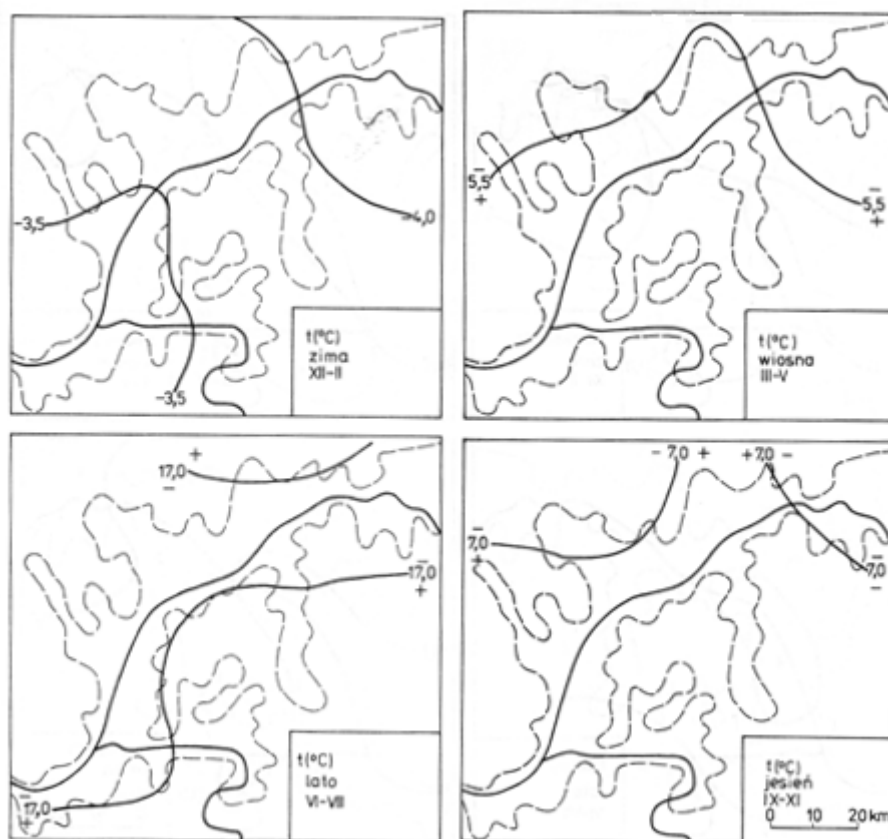
Analiza porównawcza wyników badań mikroklimatycznych wykazała, że Kotlina Biebrzańska bardzo wyraźnie zaznacza się jako obszar o odmiennych cechach termicznych i wilgotnościowych powietrza. Pozostaje to w ścisłym związku z przewagą w podłożu tego rozległego obniżenia gleb i gruntów o przeciętnie dużej pojemności cieplnej i małym przewodnictwie oraz dużej wilgotności. Zmienność wartości tych charakterystyk w przestrzeni, czasie oraz wraz z głębokością, głównie uzależniona od stosunków hydrologicznych, a także występowanie w Kotlinie: siedlisk na podłożu mineralnym, sąsiedztwa krawędzi wysoczyzny o różnej wysokości i spadku oraz zróżnicowanej szaty roślinnej znalazła odzwierciedlenie w zróżnicowaniu klimatu lokalnego.

Przyjmując za podstawę podobieństwa i różnice między głównymi cechami termiczno-wilgotnościowymi przygrunтовой warstwy powietrza, a także rejonizację topoklimatyczną (Grzybowski 1980) można wyróżnić następujące grupy mikroklimatów (z wyłączeniem terenów jednostek osadniczych): torfowisk niskich, form wyniesionych nad poziom dna doliny, przyrzecza, strefy przykrawędziowej, lasu i zakrzewień.

Warunki klimatyczne Kotliny Biebrzańskiej

Klimat Kotliny jako jednostki fizyczno-geograficznej wynika z nakładania się cech związanych z rozległymi obszarami torfowisk, formą doliną i ogólnych cech klimatu północno-wschodniej Polski.

Pod względem termicznym podstawową prawidłowością obserwowaną w tej części Polski jest w chłodnym okresie roku spadek temperatury z południo-zachodu na północno-wschód. Tak też zmienia się temperatura na obszarze Kotliny Biebrzańskiej w okresie od listopada do marca. W najchłodniejszym miesiącu roku (w opracowywanym 15-leciu – lutym) temperatura średnia miesięczna maleje od ok. $-4,5^{\circ}\text{C}$ na krańcach południowo-zachodnich do ok. $-5,5$ na krańcach północno-wschodnich, średnia maksymalna od ok. $-1,5$ do $-2,5^{\circ}\text{C}$, średnia minimalna od ok. $-8,5$ do $-9,0^{\circ}\text{C}$ i poniżej (rys. 8-10, tab. 6).

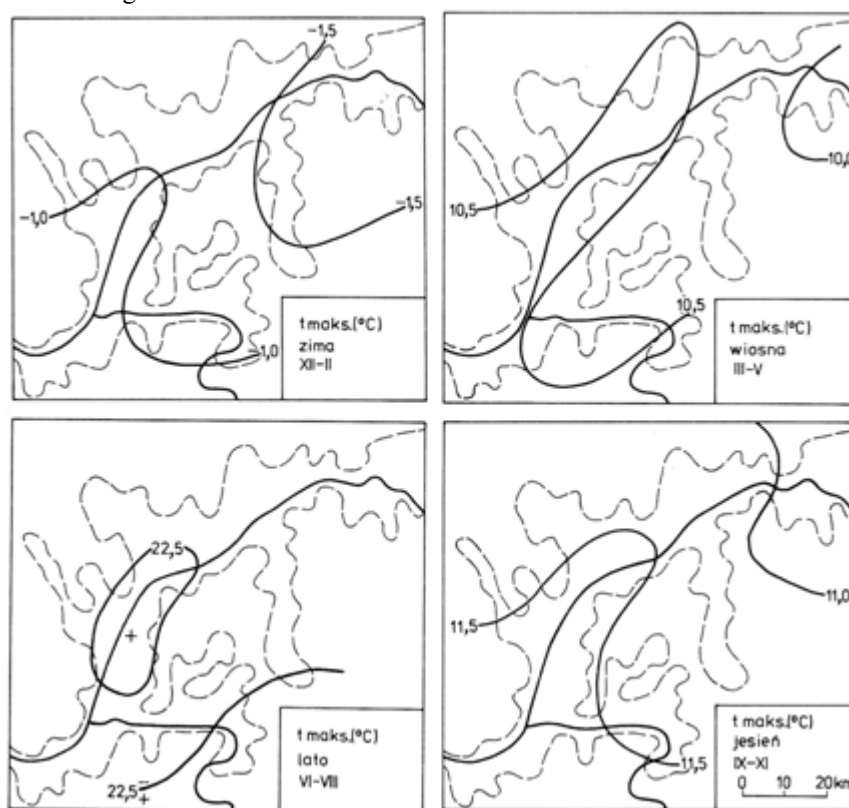


Rys. 8. Średnia temperatura powietrza w porach roku (1951-1965)

Konsekwencją takiego zróżnicowania temperatury jest rozkład liczby dni charakterystycznych dla okresu zimowego: mroźnych i bardzo mroźnych (rys. 11). Dni mroźne

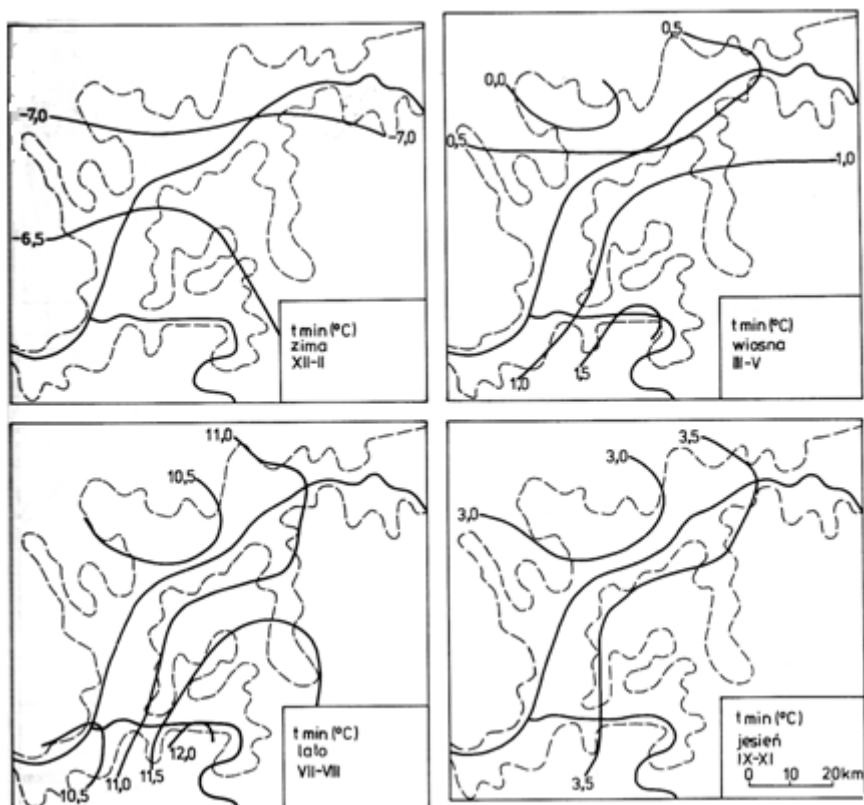
(dni z temperaturą maksymalną poniżej 0°C) notowane są średnio w liczbie 57 w roku na południowo-zachodnich krańcach Kotliny, 66 na północno-wschodnie; dni bardzo mroźne (z temperaturą minimalną poniżej -10°C) odpowiednio od 29 do 36 w roku. Podobnie zmienia się czas trwania zimy (tzn. okres z temperaturą średnią dobową poniżej 0°C) (rys. 12). Zaczyna się najwcześniej na północno-wschodzie (27 XI), najpóźniej na północno-wschodzie (23 III), tak więc zima w północno-wschodniej części Kotliny trwa 116-117 dni, gdy na krańcach południowo-zachodnich ok. 9 dni krócej: 107-108 dni.

W chłodnym okresie roku obszar Kotliny Biebrzańskiej nie różni się pod względem termicznym od sąsiednich terenów. O rozkładzie przestrzennym temperatury decyduje wówczas adwekcja ciepłych mas powietrza z zachodu bądź chłodnych ze wschodu. Wpływ rodzaju podłoża na warunki termiczne zaznacza się w niewielkim stopniu, ponieważ dopływ promieniowania słonecznego jest wówczas najmniejszy w roku (najkrótsze dni i największe zachmurzenie), a właściwości termiczne podłoża są w znacznym stopniu ujednolicone na skutek zalegania pokrywy śnieżnej przez większą część okresu zimowego.



Rys. 9. Średnia temperatura maksymalna w porach roku (1951-1965)

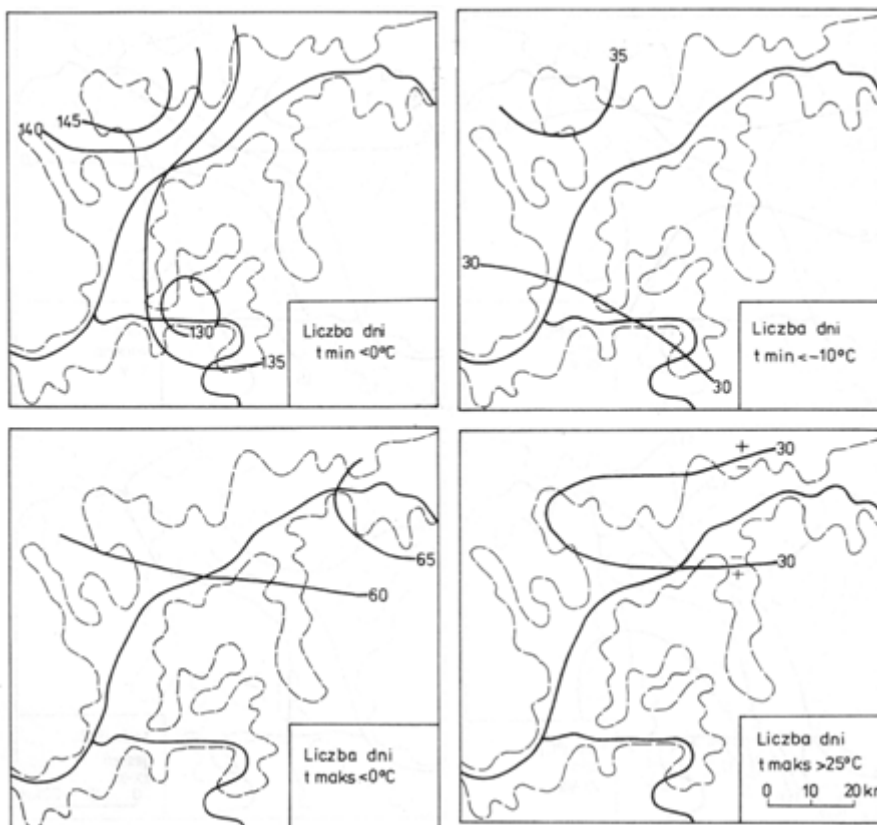
Na wiosnę zróżnicowanie warunków termicznych w Kotlinie i jej otoczeniu zmienia się (rys. 8-10). W tym czasie w północo-wschodniej Polsce temperatura wykazuje spadek z południa na północ. Taki też kierunek zmian w kwietniu i maju obserwuje się w rozkładzie temperatury średniej. Temperatura maksymalna nie wykazuje istotnego zróżnicowania, natomiast pojawia się ono w temperaturze minimalnej. Najmniejsze jej wartości występują na obszarze od południowych krańców Kotliny (basen Wizny) do zachodnich części basenu środkowej Biebrzy; średni miesięczne wartości temperatury minimalnej w rejonie Biebrzy są o 1,0-1,5°C niższe w stosunku do sąsiednich wysoczyzn (tab. 6), czego należało oczekiwać na podstawie wyników badań mikroklimatycznych.



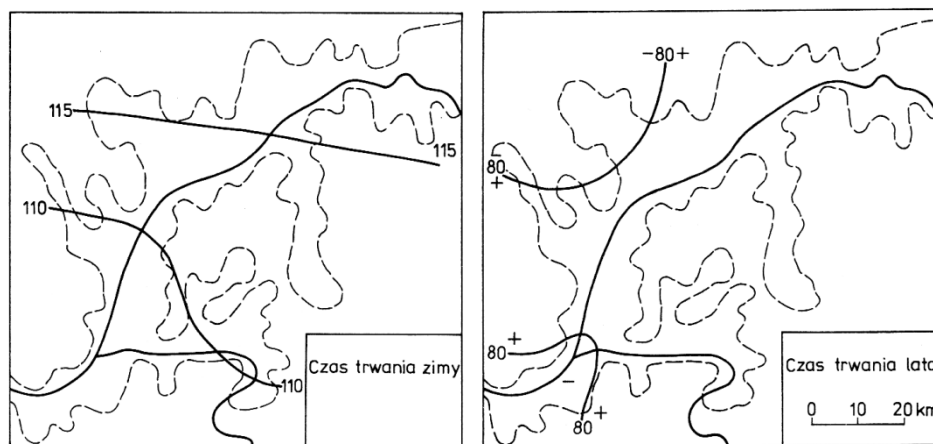
Rys. 10. Średnia temperatura minimalna w porach roku (1951-1965)

Tabela 6. Średnia temperatura powietrza (°C) w latach 1951-1965

Stacja	t_{sr}			t_{max}			t_{min}		
	II	VII	rok	II	VII	rok	II	VII	rok
Augustów	-5,4	17,8	6,4	-1,9	23,1	10,8	-9,4	12,0	2,0
Biebrza	-5,3	17,5	6,2	-2,0	22,8	10,6	-9,3	10,7	1,3
Szczuczyn	-4,9	17,4	6,4	-2,0	22,9	10,6	-8,8	11,6	2,0
Osowiec	-4,7	17,8	6,6	-1,8	23,4	11,0	-8,4	11,6	2,1
Kolno	-4,7	17,6	6,7	-1,6	23,2	11,0	-8,4	11,6	2,2
Grądy Woniecko	-4,9	17,3	6,5	-1,7	23,0	10,9	-8,6	11,2	1,8



Rys. 11. Liczba dni charakterystycznych w roku (1951-1965)



Rys. 12. Czas trwania zimy i lata (1951-1965)

Występowanie silniejszych nocnych spadków temperatury nad obszarami zabagnionymi prowadzi do częstego pojawiania się dni przymrozkowych (tj. dni z temperaturą minimalną poniżej 0°C). Dni takie najczęściej występują w okresie zimowym, lecz wówczas notowane są z podobnie wysoką częstością tak w Kotlinie, jak i na wysoczyznach. Dopiero na wiosnę, poczynając od kwietnia, zarysowują się różnice uwarunkowane podłożem, np. w maju na wysoczyznach notuje się przeciętnie 1-2 dni przymrozkowi, gdy w najchłodniejszych częściach Kotliny dwukrotnie więcej. W rejonie Biebrzy przymrozki sporadycznie występują jeszcze w czerwcu (na wysokości 2 m nad gruntem).

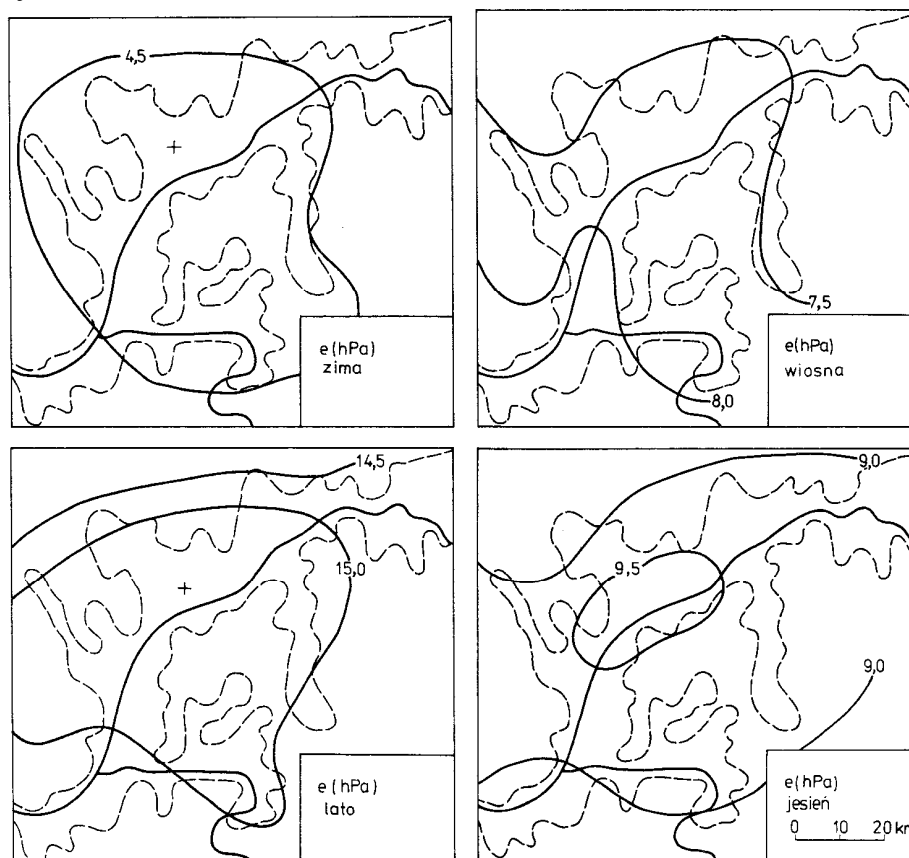
W najcieplejszych miesiącach roku – od czerwca do września – zróżnicowanie termiczne między Kotliną Biebrzańską i jej otoczeniem, a także w samej Kotlinie zaznacza się najsilniej. Najniższą średnią temperaturą wyróżnia się obszar obejmujący zachodnią część basenu środkowej Biebrzy, basen dolnej Biebrzy i basen Wizny, gdzie w najcieplejszym miesiącu, lipcu, temperatura wynosi ok. 17,5°C, gdy na wysoczyznach sięga 18,0°C (tab. 6). Podobny rodzaj zróżnicowania zaznacza się w temperaturze minimalnej, lecz przy jego większym zakresie: w lipcu średnia temperatura minimalna w najchłodniejszych obszarach wynosi ok. 10,5°C, w najcieplejszych 11,5-12,0 °C. temperatura maksymalna w lipcu osiąga średnio na całym obszarze ok. 23,0°C.

Dniami charakterystycznymi dla ciepłego okresu są dni gorące (z temperaturą maksymalną powyżej 25°C) i bardzo gorące (powyżej 30°C). Mimo nieznacznego zróżnicowania temperatury maksymalnej, zaznaczają się pewne różnice w częstości występowania tych dni: jest ich mniej w najchłodniejszych częściach Kotliny (gorących 27-30, bardzo gorących ok. 3 w roku) niż w terenach otaczających (odpowiednio 31-34 i 4-5) (rys. 11).

Odmienność zróżnicowania termicznego w ciepłym okresie roku w porównaniu z okresem chłodnym powoduje, że czas trwania lata (tzn. okresu z temperaturą średnią dobową powyżej 15°C) jest także zróżnicowany w inny sposób niż zimy. Lato zaczyna się w dniach 3-7 VI, kończy – od 22 do 27 VIII; najpóźniej zaczyna się i najwcześniej

kończy w najchłodniejszych obszarach Kotliny. W wyniku tego lato trwa tutaj najkrócej – poniżej 80 dni (Grądy Woniecko 79 dni, Biebrza 77 dni), gdy na wysoczyznach nawet do 85 dni (rys. 12).

We wrześniu utrzymuje się podobne zróżnicowanie termiczne, jak w miesiącach letnich. W miesiącu tym możliwe są już spadki temperatury minimalnej poniżej 0°C (na wysokości 2 m). Zdarzają się one w Kotlinie średnio 1-3 razy w miesiącu, gdy na wysoczyznach tylko raz na kilka lat. W październiku warunki termiczne ulegają ujednoczeniu, zachowuje się tylko zróżnicowanie w temperaturze minimalnej – podobnym układzie jak w miesiącach letnich, lecz przy mniejszym zakresie. W konsekwencji najczęściej dni przymrozkowi występują w najchłodniejszych częściach Kotliny Biebrzańskiej.



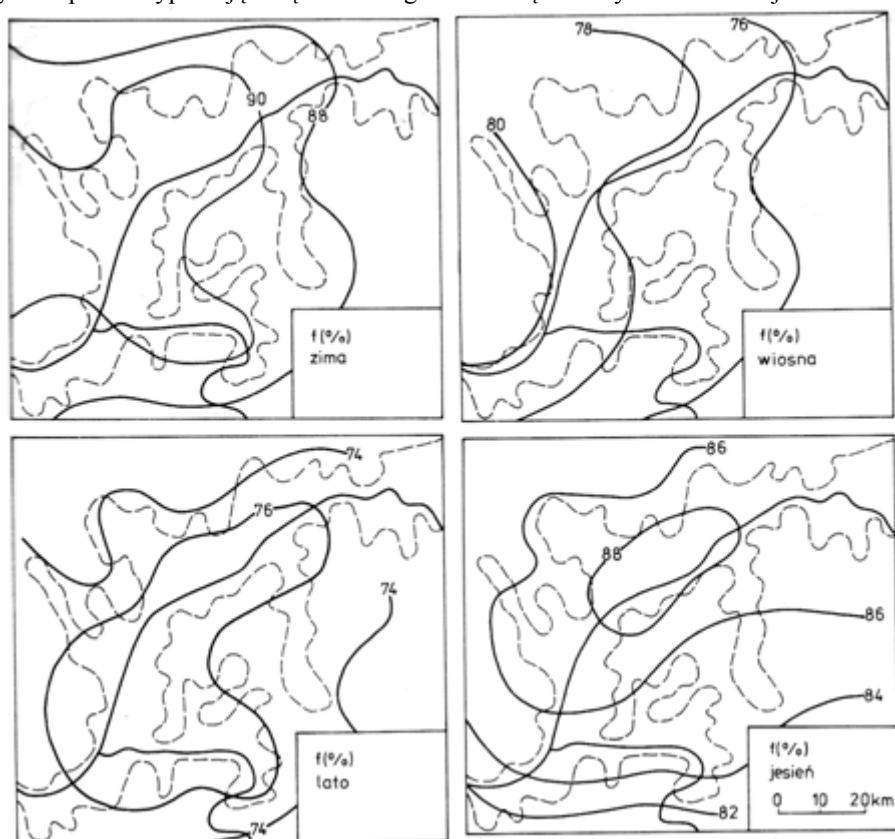
Rys. 13. Średnie ciśnienie pary wodnej w porach roku (1951-1965)

Na skutek częstego występowania przymrozków wiosną i jesienią nad zatorfioną doliną liczba dni przymrozkowych w roku jest tu znacznie wyższa niż w terenach otaczających: w Biebrzy 150, na wysoczyznach ok. 135 (rys. 11).

Jak widać, odrębność termiczna zatorfionej Kotliny Biebrzańskiej na tle otoczenia wyraźnie zaznacza się jedynie w cieplejszym okresie roku. Jest to wynikiem najsilniej w tym czasie ujawniających się właściwości cieplnych jej podłoża.

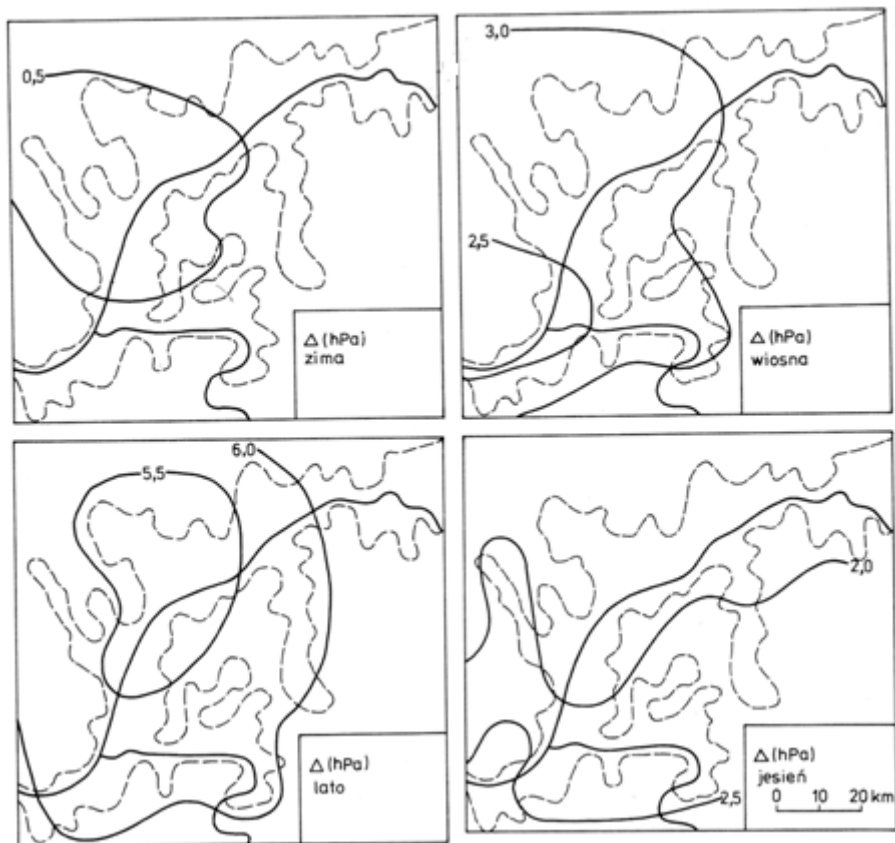
Warunki wilgotnościowe Kotliny Biebrzańskiej również kształtują się pod wpływem zarówno czynników lokalnych, jak i adwekcyjnych. Te ostatnie decydują w sposób zasadniczy o zawartości pary wodnej w powietrzu. Warunki lokalne mogą tylko modyfikować to „ogólne tło”, wzbogacając w parę wodną przepływające nad Kotliną powietrze. Ta modyfikacja jest w dużym stopniu zależna od lokalnych warunków i zasobów wodnych, mogących przez proces parowania zasilić przyziemne warstwy powietrza w parę wodną.

Trzy najczęściej brane pod uwagę charakterystyki wilgotności powietrza, tj. ciśnienie pary wodnej, niedosyt wilgotności i wilgotność względna, w mniejszym lub większym stopniu uwypuklają odrębność wilgotnościową Kotliny Biebrzańskiej.



Rys. 14. Średnia wilgotność względna w porach roku (1951-1965)

W zimowej porze roku zróżnicowanie jest niewielkie, zaznacza się tylko słaba tendencja do podwyższonej wilgotności (wyższe ciśnienie pary wodnej, niższy niedosyt wilgotności) nad obszarami bagiennymi, zwłaszcza w basenie dolnej Biebrzy, nieco wyraźniejsza w rozkładzie wilgotności względnej, wyższej tu średnio o kilka procent (rys.13-15, tab. 7).

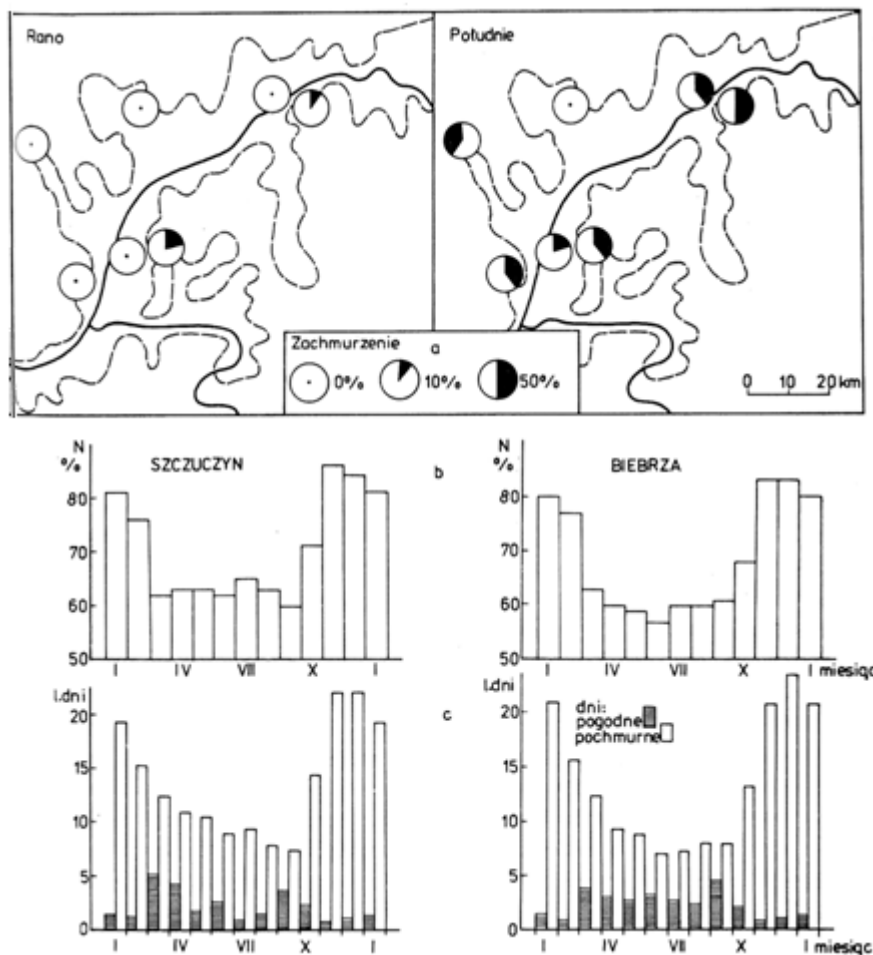


Rys. 15. Średni niedosyt wilgotności powietrza w porach roku (1951-1965)

Tabela 7. Średnie wartości ciśnienia pary wodnej e (hPa), wilgotności względnej f (%) i niedosytu wilgotności Δ (hPa) w latach 1951-1965

Stacja	e			f			Δ		
	II	VII	Rok	II	VII	Rok	II	VII	Rok
Augustów	4,2	15,3	8,9	89	75	81	0,4	6,0	2,9
Biebrza	4,1	15,7	9,0	88	77	83	0,5	5,1	2,5
Szczuczyn	4,1	15,2	8,8	88	74	81	0,4	6,0	2,8
Osowiec	4,2	15,8	9,3	89	75	83	0,5	5,8	2,6
Kolno	4,3	15,8	9,2	90	78	84	0,6	5,5	2,7
Grądy Woniecko	3,9	15,2	9,0	80	75	80	0,9	5,8	2,8

Wiąże się to prawdopodobnie z temperaturą podłoża torfowego, w okresie zimy wyższą od temperatury powietrza. Sprzyja to większemu parowaniu tak z podłoża (również zamrożonego), jak też z zalegającego na nim śniegu, jednak przy małej intensywności tego procesu. Pokrywa śnieżna i lodowa zaciera znacznie wpływ rodzaju podłoża, co tłumaczy dużą monotonię warunków wilgotnościowych w tej porze roku.

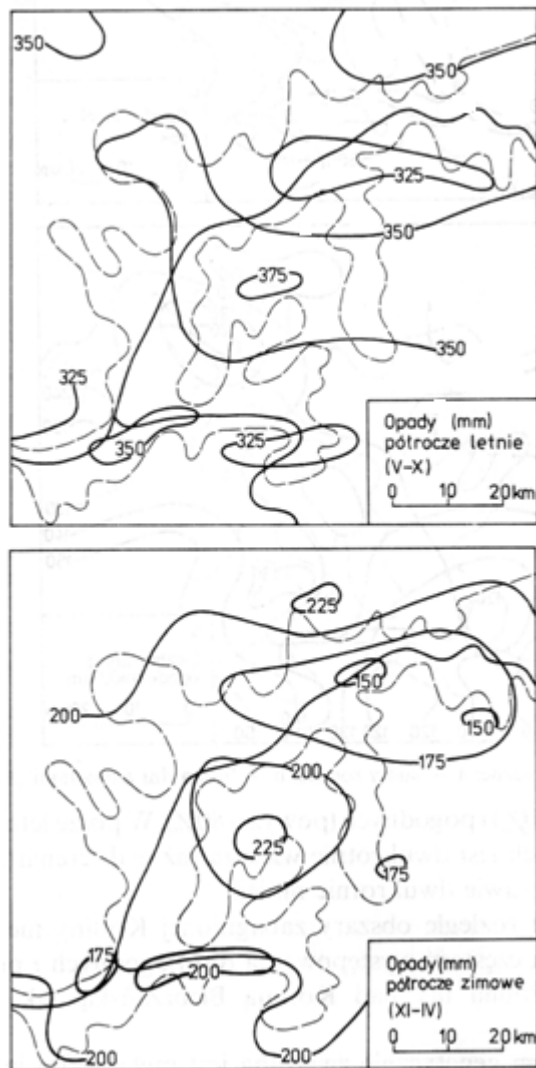


Rys. 16. Zachmurzenie: a – wielkość zachmurzenia wzdłuż profili przez Kotlinę Biebrzańską w dniu 26 lipca 1978, b – przebieg roczny zachmurzenia, c – przebieg roczny dni pogodnych i pochmurnych

Nadejście cieplejszej pory roku – wiosny, powoduje większe parowanie wody z podmokłych obszarów, a tym samym wzrost ilości pary wodnej w powietrzu. Różnice w ciśnieniu pary wodnej między Kotliną a wysoczyznami są już znaczne i dochodzą średnio do 0,8 hPa. Szczególnie dużą zawartość pary wodnej obserwuje się w basenie

dolnej Biebrzy (ok. 11,0 hPa w maju). W związku z tym wilgotność względna jest w tej części największa i przekracza 80%, a niedosyt wilgotności najmniejszy, gdyż dochodzi tylko do 2,5 hPa (rys. 13-15).

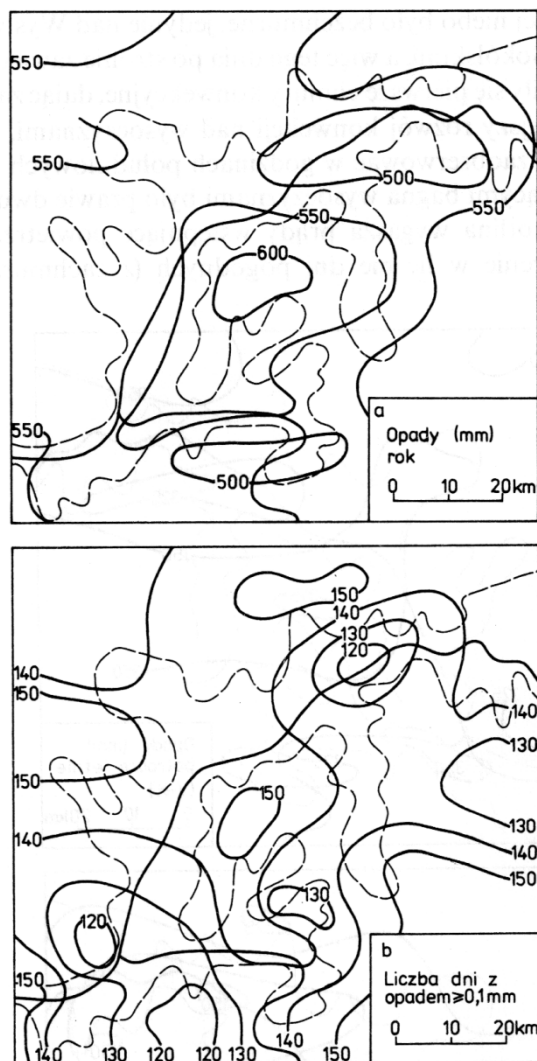
Zmiany roczne wielkości zachmurzenia związane są przede wszystkim z sezonowymi zmianami cyrkulacji atmosferycznej. W warunkach klimatu Polski okres jesienno-zimowy, o najintensywniejszej cyrkulacji cyklonalnej, odznacza się największym zachmurzeniem.



Rys. 17. Opady atmosferyczne: sumy w półroczach hydrologicznych (1951-1965)

Podobny przebieg roczny zaobserwować można i w Kotlinie Biebrzańskiej, kiedy to średnie dobowe zachmurzenie wynosi ok. 80%. Nieistotne są natomiast różnice w wiel-

kości zachmurzenia między Kotliną a sąsiednimi wysoczyznami. Przeważa w tym okresie zachmurzenie typu warstwowego, najczęściej adwekcyjne, a więc zróżnicowanie charakteru podłoża nie odgrywa tu roli w kształtowaniu zachmurzenia.



Rys. 18. Opady atmosferyczne: a – sumy roczne, b – liczba dni z opadami $\geq 0,1$ mm (1951-1965)

W cieplej porze roku, kiedy wzrasta udział zachmurzenia konwekcyjnego, zróżnicowanie wielkości zachmurzenia między terenami podmokłymi a wysoczyznami uwiadcza się wyraźniej. Nad terenami wysoczyzn, nad którymi ruchy konwekcyjne rozpoczynają się wcześniej rano i są silniejsze, zachmurzenie wzrasta szybciej i jest większe. Obszary zabagnione, o większej pojemności cieplnej, wygaszają prądy konwekcyjne, co prowadzi do zmniejszonego zachmurzenia. Tak więc największe różnice między

zachmurzeniem nad Kotliną Biebrzańską a wysoczyznami powinno obserwować się w okresie większego rozwoju konwekcji, a więc w godzinach południowych. Dobrym przykładem jest dzień 26 VII 1978 r., kiedy wystąpiło typowe zachmurzenie konwekcyjne – chmury *Cumulus*. Tego dnia w godzinach rannych we wszystkich punktach obserwacyjnych w Kotlinie Biebrzańskiej i na Wysoczyźnie Kolneńskiej niebo było bezchmurne, jedynie nad Wysoczyzną Białostocką i Wzgórzami Sokólskimi, a więc tego dnia po stronie zawietrznej w stosunku do Kotliny, pojawiły się pierwsze chmury konwekcyjne, dając zachmurzenie 20° (rys. 16). Najpełniejszy rozwój konwekcji nad wysoczyznami, a jej wygaszenie w Kotlinie można zaobserwować w godzinach południowych. Wtedy zachmurzenie nad otaczającymi bagna wysoczyznami było prawie dwukrotnie większe.

Wniosek, że Kotlina wygasa prądy wstępujące powietrza (Przybylska, Lenart 1976), znajduje również potwierdzenie w liczbie dni pogodnych (z zachmurzeniem średnim dobowym poniżej 20%) i pogodnych (powyżej 80%). W porze letniej nad bagnami liczba dni pogodnych jest dwukrotnie większa niż nad terenami przyległymi, dni pochmurnych prawie o połowę mniej.

Zimą natomiast rozległe obszary zabagnionej Kotliny nie wywierają wyraźnego wpływu na częstość występowania dni pogodnych i pochmurnych – liczba ich jest podobna tak nad Kotliną Biebrzańską, jak nad sąsiednimi wysoczyznami.

Tabela 8. Średnie sumy opadów atmosferycznych (mm) oraz liczby dni z opadami, burzą, gradem i pokrywą śnieżną w latach 1951-1965

Stacja	Opady roczne [mm]	Liczba dni z opadami			Liczba dni z		
		≥ 0,1 mm	≥ 1,0 mm	≥ 10,0 mm	burzą	gradem	pokrywą śnieżną
Augustów	531	147	102	11	9	1	86
Grajewo	571	136	98	14	9	0,3	85
Biebrza	541	142	95	12	14	-	80
Sztabin	479	111	84	13	10	0,5	91
Dąbrowa Białostocka.	483	141	90	10	22	1	85
Dębowo	469	138	91	10	7	0,4	83
Szczuczyn	496	159	91	11	21	2	81
Suchowola	505	138	92	10	-	1	86
Sidra	575	125	89	16	-	1	94
Osowiec	556	146	98	12	10	1	84
Mońki	608	153	108	13	18	3	96
Elżbiecin	518	148	96	11	14	1	88
Wizna	502	116	86	12	20	1	69
Strękowa Górna	582	125	76	15	9	1	74
Tykocin	550	148	100	11	23	2	71
Grądy Woniecko	540	132	95	13	19	3	78

Z zachmurzeniem genetycznie związana jest mgła, która jest również produktem kondensacji pary wodnej, ale bezpośrednio nad podłożem. Pomijając mgły typu adwekcyjnego, częstość pojawiania się mgieł jest silniej uzależniona od warunków lokalnych niż kształtowanie się zachmurzenia. W kotlinie Biebrzańskiej i na sąsiednich terenach obserwuje się średnio w roku od 30 do 70 dni z tym zjawiskiem. Najczęściej mgły two-

rzą się w chłodnej porze roku – od października do grudnia; na niektórych stacjach meteorologicznych notuje się nawet do 12 dni w miesiącu. Szczególnie uwidacznia się to w basenie środkowej Biebrzy i południowej części basenu dolnej Biebrzy, gdzie obserwuje się niekiedy dwukrotnie więcej dni z mgłą niż na wysoczyznach.

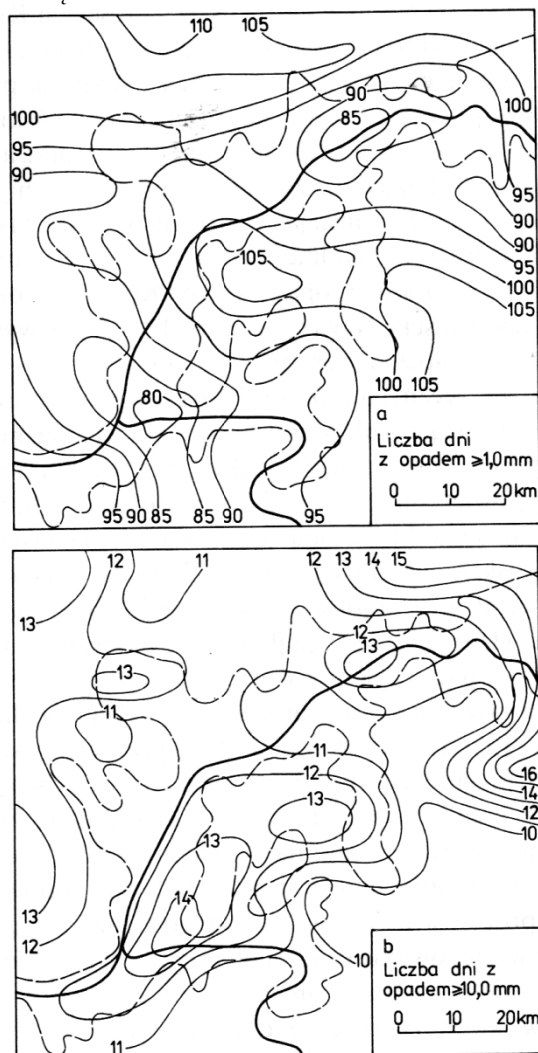
Należy jeszcze wziąć pod uwagę, że duży wpływ na powstawanie mgieł ma mikro-rzeźba Kotliny (Lenart, Przybylska 1973). W zagłębieniach terenowych, w okolicach wysokiej szaty roślinnej (drzewa, krzewy) może występować spływ wychłodzonego powietrza i kondensacja pary wodnej w postaci mgieł przyziemnych. Mgły te mogą umknąć uwadze obserwatora stacji meteorologicznej, jeśli powstają w miejscach oddalonych od niej.

Występowanie opadów atmosferycznych jest związane przede wszystkim z ogólną sytuacją pogodową i rodzajem napływających mas powietrznych, jednak ich ilość jest uzależniona od rzeźby terenu: usytuowania wklęsłych i wypukłych form terenu w stosunku do najczęstszego kierunku napływu wilgotnych mas powietrznych. Na ilość opadów wpływa także charakter podłoża oraz jego właściwości termiczne, wzmagające lub osłabiające rozwój konwekcji.

Zatorfiona Kotlina Biebrzańska – tak przez swą formę, jak i wilgotne, chłodne podłoże – jest obszarem o zmniejszonych ilościach opadu w stosunku do sąsiednich wysoczyzn. Szczególnie niskim opadami wyróżnia się południowa część basenu górnej Biebrzy – rejon Dębowa i Sztabina; ogólnie północna połowa Kotliny otrzymuje mniej opadów niż jej część południowa. Najwyższe opady w sąsiedztwie Kotliny Biebrzańskiej występują na zachodnim skłonie Wysoczyzny Białostockiej (rejon Moniek), gdzie powietrze napływające z zachodu podlega wymuszonym ruchom wznoszącym. Średnie sumy roczne opadów w części najuboższej w opady są mniejsze o 100-120 mm niż w zachodniej części Wysoczyzny Białostockiej: w północnej części Kotliny wynoszą 470-550 mm, w części południowej ok. 550 mm, gdy na zachodnim skłonie Wysoczyzny Białostockiej 600 mm i więcej (rys. 17 i 18, tab. 8).

Niższe sumy roczne opadów w północnej części Kotliny są wynikiem zmniejszenia ilości opadów przede wszystkim w okresie zimowym (rys. 17). W Kotlinie Biebrzańskiej, tak jak w całej Polsce, największe opady przypadają na okres lata, z maksimum w lipcu lub na niektórych stacjach w sierpniu (70-90 mm w miesiącu). Najmniej opadów przypada na okres od stycznia do marca, przy czym minimum w Kotlinie, a zwłaszcza w jej części środkowej i północnej – na styczeń (20-30 mm). Typowa przewaga opadów letnich najsilniej zaznacza się w północno-wschodniej części Kotliny i przyległej północnej części Wysoczyzny Białostockiej, gdzie opady półrocza letniego przekraczają 67%, gdy na wysoczyznach maleją do 60-62%. W związku z różnym udziałem opadów zimowych i letnich w sumie rocznej ulega pewnym zmianom rozkład opadów w ciągu roku. Na jesieni i w zimie najniższymi opadami wyróżniają się baseny środkowej i górnej Biebrzy, a więc część Kotliny o przebiegu równoleżnikowym (jest to zarazem część o najniższych sumach rocznych opadów) i tylko niewiele wyższym – południowo-zachodni kraniec Kotliny (basen Wizny). W tym czasie basen dolnej Biebrzy – o przebiegu południkowym – otrzymuje znacznie więcej opadów. W okresie wiosny natomiast i – jeszcze bardziej – lata obszar zmniejszonych opadów jest mniejszy, ograniczony jedynie do fragmentu Kotliny w rejonie Dębowa i Sztabina, podczas gdy rozległy basen środkowej Biebrzy i przyległe obszary basenu dolnej Biebrzy otrzymują opadów niewiele mniej niż sąsiednie wysoczyzny (rys. 17).

Sumy opadów zależą od częstości ich występowania i natężenia. Dni z opadami $\geq 0,1$ mm, a więc wszystkie dni z opadami w ilości mierzalnej, najczęściej występują w okresie od grudnia do lutego oraz w lipcu, zatem w miesiącach tak o najniższych, jak i najwyższych sumach opadowych. W zimie są to zatem opady częste, lecz drobne, gdy latem – o większym natężeniu.



Rys. 19. Opady atmosferyczne: a – liczba dni z opadami $\geq 1,0$ mm, b – liczba dni z opadami $\geq 10,0$ mm (1951-1965)

Zimowe maksimum częstości dni z opadami wyraźnie zaznacza się na wysoczyznach, gdy w Kotlinie maksimum lipcowe jest mu równe lub na niektórych stacjach (Sztabiin, Zawady) jest maksimum głównym. Rozkład przestrzenny liczby dni z opa-

dami w roku jest zgodny z rozkładem sum rocznych: najmniej notuje się ich w basenie górnej Biebrzy, w rejonie Sztabina i Dębowa (110-130 dni), nieco więcej w basenie dolnej Biebrzy (120-140 dni), najwięcej na wysoczyznach (140-160 dni) (rys. 18). Również rozkład liczby dni z opadami $\geq 1,0$ mm, a więc z pominięciem opadów o najmniejszych sumach dobowych, nawiązuje do rozkładu sum rocznych opadów; liczba ich waha się od 80-90 w najsuchszych częściach Kotliny i 80-100 w pozostałej jej części do 105-110 na wysoczyznach (rys. 19). Dni z takimi opadami na całym obszarze najczęściej występują w lipcu i sierpniu, przy czym w tym okresie, tj. w pełni lata, pojawiają się one w Kotlinie Biebrzańskiej niemal równie często, jak w jej otoczeniu. Częstość dni z opadami $\geq 10,0$ mm, a więc wyłącznie z opadami wysokimi, nie wykazuje już związku z sumami rocznymi; dni z takimi opadami są notowane tak w Kotlinie, jak i poza nią w liczbie 11-14 w roku, tylko na Wysoczyźnie Białostockiej lokalnie do 16 (rys. 19). Stosunkowo dużą ich liczbą wyróżnia się najuboższa w opady część Kotliny w okolicach Sztabina (powyżej 13) oraz rejon ujścia Narwi (powyżej 14). Dni z wysokimi opadami najczęściej występują w lipcu i sierpniu.

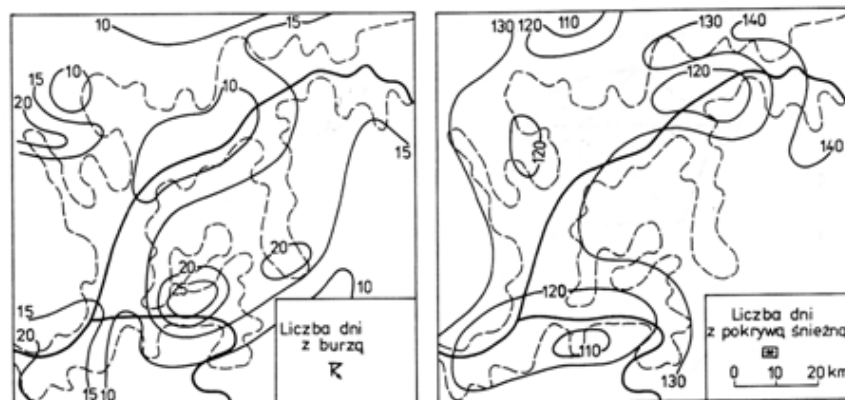
Zestawienie sum miesięcznych i rocznych opadów oraz częstości występowania dni z różną wielkością opadów wskazuje na mechanizm oddziaływania zabagnionych obszarów Kotliny Biebrzańskiej na opady atmosferyczne.

Wilgotne masy powietrzne, napływające nad obszar Kotliny najczęściej z zachodu lub północo-zachodu, ulegają osiadananiu po przekroczeniu wzniesień Wysoczyzny Kolneńskiej lub Pojezierza Elckiego, a płaskie, wilgotne dno kotliny powoduje osłabienie prądów konwekcyjnych. Prowadzi to do zmniejszenia opadów, a efekt ten jest najbardziej widoczny tam, gdzie masy powietrza przebywają nad zagłębionym, chłodnym i wilgotnym obszarem najdłuższą drogę, a więc nad częściami Kotliny Biebrzańskiej o przebiegu równoleżnikowym: jej krańcami południowymi, a przede wszystkim nad częścią północną. Jeżeli w przemieszczającym się powietrzu rozwinęły się chmury mogące dać niewielki opad, to w rezultacie może on wypaść nie nad Kotliną, lecz dopiero dalej nad wysoczyzną, gdzie nad suchym, mineralnym podłożem i w wyniku wznoszenia po skłonie ruchy wstępujące ulegają ponownemu nasileniu. Działaniem takich procesów należy wyjaśniać najwyższą sumę roczną, a także największą częstość występowania dni z opadami w rejonie Moniek. Jeśli jednak w napływającym powietrzu istnieją silnie rozwinięte chmury konwekcyjne, to wygaszanie prądów konwekcyjnych może spowodować, że masa opadów wypadnie już nad Kotliną („podcinanie” prądów konwekcyjnych). Opady takie zwykle są dość obfite. Do największego rozwoju chmur konwekcyjnych dochodzi w najcieplejszym okresie roku, dlatego sytuacja taka najczęściej zdarza się w lecie. Tym też należy wyjaśnić stosunkowo dużą częstość dni z wysokimi opadami w rejonie Sztabina, przy małej częstości dni z wszystkimi opadami i niskiej sumie rocznej opadów. Wypadanie wysokich opadów nad bagnami na skutek wygaszania prądów konwekcyjnych znajduje także wyraz w wielkościach maksymalnych opadów dobowych. W rejonie Sztabina-Dębowa maksima te okazują się takie, jak na Wysoczyźnie Białostockiej, osiągając 40-60 mm i więcej.

Należy zatem stwierdzić, że nad Kotliną Biebrzańską dochodzi przede wszystkim do osłabienia opadów niewielkich. Takie opady – częste, o niewielkim natężeniu – przeważają w chłodnym okresie roku, dlatego wówczas najwyraźniej zaznacza się w kotlinie zarówno zmniejszenie częstości dni z opadami, jak i sum opadów. W ciepłym okresie roku częściej występują opady o większym natężeniu, przynoszące większe ilości

wody, i te nad Kotliną spadają prawie równie często, jak nad wysoczyznami. W miesiącach letnich nad równoleżnikowymi odcinkami Kotliny Biebrzańskiej liczba dni z opadami $\geq 0,1$ mm jest mniejsza niż na innych obszarach, a z opadami $\geq 10,0$ mm miejscami nawet większa i w konsekwencji sumy miesięczne opadów są mniej zróżnicowane niż w zimie (rys. 17). Z tego też powodu we wschodniej części basenu górnej Biebrzy najwyraźniej zaznacza się przewaga opadów półrocza letniego.

Mniejsze osłabienie wielkości opadów w okresie lata nad Kotliną Biebrzańską może też wiązać się ze stwierdzoną zwiększoną zawartością pary wodnej w powietrzu nad obszarami bagiennymi.



Rys. 20. Liczba dni z burzą i pokrywą śnieżną (1951-1965)

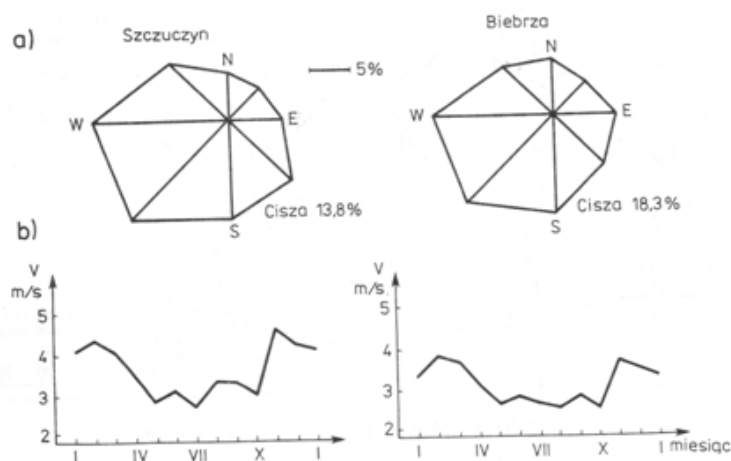
W warunkach intensywnej konwekcji opadom atmosferycznym może towarzyszyć zjawisko burzy. Zjawisko to jest wybitnie sezonowe – regularnie obserwowane bywa tylko od kwietnia do września, z maksimum w lipcu. Nad obszarem Kotliny burze występują rzadziej niż nad wysoczyznami, a najrzadziej nad wschodnią częścią basenu środkowej Biebrzy – poniżej 10 dni w roku (rys. 20, tab. 8). Nad pozostałymi częściami Kotliny obserwuje się 10-15 dni, na krańcach południowo-zachodnich i północno-wschodnich ponad 15, gdy nad wysoczyznami do 20-25 dni w roku. Podobnie jak zmniejszenie wielkości zachmurzenia latem i ilości opadów, tak i zmniejszenie częstości burz nad wilgotną i chłodną doliną wiąże się z osłabieniem konwekcji.

Proces ten znajduje również odbicie w częstości występowania opadów gradu. Nad Kotliną Biebrzańską notuje się średnio mniej niż 1 dzień w roku, a na obszarze o najmniejszej częstości burz nawet średnio poniżej 0,5 dnia (tzn. rzadziej niż 1 dzień na 2 lata), gdy nad wysoczyznami ok. 2 dni, a nad Wysoczyzną Białostocką 2-3 dni w roku.

W chłodnym okresie roku znaczna część opadów atmosferycznych spada w postaci śniegu; jeśli opady te występują przy temperaturze poniżej 0°C , tworzy się pokrywa śnieżna. Powstawanie i trwałość pokrywy śnieżnej są zatem zależne od warunków termicznych, co też znajduje wyraz na obszarze kotliny Biebrzańskiej i jej otoczenia. Najwcześniejsza pokrywa śnieżna ustala się w północno-wschodniej części Kotliny (między 20 i 25 XI, na Wysoczyźnie Białostockiej przed 20 XI), najpóźniej w części południowo-zachodniej (między 30 XI i 5 XII lub lokalnie później); zanika najwcześniejsza na południu (w ostatniej dekadzie marca), najpóźniej na północno-wschodzie (po 5 IV,

podobnie na Wysoczyźnie Białostockiej). Tak więc w najcieplejszej zimie południowo-zachodniej części Kotliny długość okresu z pokrywą śnieżną wynosi 110-120 dni, w części środkowej 120-130 dni i w najchłodniejszej części północno-wschodniej ponad 140 dni. W związku z okresowymi zanikami pokrywy śnieżnej podczas odwilży, liczba dni z pokrywą śnieżną jest o ok. 1/3 mniejsza niż średni okres jej występowania; wzrasta ona od 70-80 dni na południowych krańcach Kotliny do ok. 85 w części środkowej i przekracza 95 w części północno-wschodniej (rys. 20, tab. 8). Można zauważyć, że w Kotlinie pokrywa śnieżna tworzy się nieznacznie później i zalega krócej niż na wysoczyznach, co wskazuje na istnienie związku również z temperaturą podłoża (w zimie na torfowisku wyższa).

Rozkład kierunków wiatru w Kotlinie Biebrzańskiej i jej otoczeniu nie odbiega od rozkładu obserwowanego w Polsce (rys. 21). Nie daje się zauważyć, aby w makroskali Kotliny zmieniała w zdecydowany sposób układ kierunków wiatrów. I tak, zgodnie z cyrkulacją panującą w Europie w porze zimowej, zwiększoną częstością występowania odznaczają się wiatry z południo-zachodu, wiosną natomiast wzrasta udział wiatrów wschodnich i północno-wschodnich. Latem dominują tu wiatry z sektora zachodniego i południowo-zachodniego, a jesienią przeważa cyrkulacja południowa i południowo-zachodnia.



Rys. 21. Wiatr: a – częstość kierunków, b – przebieg roczny prędkości (1961-1965)

Prędkość wiatru jest natomiast nieznacznie zmieniona w stosunku do otaczających Kotlinę wysoczyzn. Ogólnie, tak jak w północno-wschodniej Polsce, przeważają wiatry słabe, nie przekraczające prędkości 5 m/s. W kotlinie Biebrzańskiej obserwuje się wiatry o średniej prędkości ok. 3 m/s, na Wysoczyźnie Kolneńskiej ok. 4 m/s, a na Wysoczyźnie Białostockiej ok. 4,5 m/s. Średnio prędkość wiatru nad równiną bagienną jest o 1-1,5 m/s mniejsza niż nad wyżej położonymi terenami. Uwidacznia się to również w liczbie cisz. Notuje się je na obszarze Kotliny podczas 16-18% obserwacji, gdy na Wysoczyźnie Kolneńskiej w ok. 15%, a na Wysoczyźnie Białostockiej czasami i poniżej 10% obserwacji.

Podsumowanie

Z przedstawionej charakterystyki warunków klimatu Kotliny Biebrzańskiej wynika, że stanowi ona obszar odznaczający się odrębnością w porównaniu z otaczającymi terenami. Odrębność ta wynika z formy terenu i charakteru podłoża o odmiennych właściwościach cieplnych i stosunkach wodnych. Cechy klimatu związane z pierwszą przyczyną występują przez cały rok, natomiast z drugą – w okresie maksymalnej wymiany ciepła między podłożem i przygruntową warstwą powietrza, tzn. w ciepłej porze roku.

W obrębie Kotliny istnieje zróżnicowanie typu podłoża, a także szaty roślinnej, dlatego w jego konsekwencji powstaje także zróżnicowanie klimatyczne w skali lokalnej i mikroskali. Zróżnicowanie to, zaznaczające się głównie w warunkach termicznych i wilgotnościowych, występuje w ciepłej porze i niejednokrotnie może być znacznie większe niż przeciętne różnice między ogólnie pojętą Kotliną Biebrzańską i wysoczyznami. Kotlina stanowi zatem mozaikę różnorodnych warunków klimatycznych.

Klimat każdego fragmentu tej mozaiki jednocześnie sam oddziałuje na podłoże i jego pokrycie, tworząc system pozostający w stanie naturalnej równowagi. Przemawia to za zachowaniem terenów Kotliny Biebrzańskiej w stanie niezmienionym, gdyż naruszenie któregośkolwiek elementu w tym systemie pociąga zmiany, w elementach pozostałych. W szczególności należy tu zwrócić uwagę na konsekwencje klimatyczne osuszania torfowisk. Obniżenie zwierciadła wód gruntowych prowadzi do silniejszego nagrzewania podłoża w dzień i wychładzania nocą oraz wysuszenia, co przyspiesza proces murszenia i degradacji roślinności. Chcąc uniknąć tych niepożądanych zmian, w przypadku podjęcia melioracji należy zadbać o zachowanie dostatecznie wysokiego, regulowanego poziomu wód gruntowych i o systematyczne prowadzenie upraw łąkowych, w celu zachowania równowagi w czułym systemie podłoże-roślinność-klimat.

Literatura

- Baver L. D., 1959, *Soil physics*. J. Wiley a. Sons, New York, Chapman a. Hall, London
- Bielocerkowskaja O. A., Romanow W. W., 1967, *Mikroklimaticzeskije osobienosti grajadowomoczazinnogo kompleksa wierchowego bolota*. [W:] *Priroda bolot i metody ich issledowanija*. Leningrad
- Churski Z., 1971, *Warunki przyrodnicze w Pradolinie Biebrzy*. XVIII Ogólnopolski Zjazd Polskiego towarzystwa Gleboznawczego, 16-18 września 1968, Augustów. Warszawa
- Ciechomska E., 1971, *Stosunki termiczne na terenie Bagien Biebrzańskich w lipcu 1969 r.* Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Czeczkin S. A., 1970, *Wodno-tieplowej režim nieosuszennych bilot i jego rasczet*. Gidromet. Izdat., Leningrad
- Czugajew N. W., Gamajunow N. I., Ilin N. I., 1967, *Wodnyj i tieplowej režim torfianoj zaleži w zonie aeracji*. [W:] *Priroda bolot i metody ich issledowanija*. Leningrad
- Czopur W., 1966, *Komentarz do mapy „Mapa spadków województwa białostockiego”*. Praca magist. w Kat. Kartografii UW
- Dąbrowska A., 1970, *Przebieg dobowy wilgotności względnej na obszarze środkowej części woj. białostockiego w miesiącach letnich (lipiec 1967 i 1968 r.)*, praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Eggelsman R., 1972, *Wodnyj balans nizmiennostiej siewiero-zapadnoj czaski FRG*. Międzynarodny simpozium po gidrologii zabołocennych tierritorii. Mińsk
- Geiger R., 1961, *Das Klima der Bodennachen Luftschicht*. Braunschweig
- Goryszina N. G., 1970, *Tieploobiespieczennost poczw na siewierozapadie ETS*. Trudy GGO, t. 264

- Grzybowski J., 1980, *Mapa topoklimatów Kotliny biebrzańskiej*. Mapa rękopiśmienna i maszynopis. Zakład Klimatologii IGiPZ PAN, Warszawa
- Guszczyńska M. W., 1965, *Gradientsy temperatury poczwy iz nabludienij po wytiażnym tiermometram*. Trudy GGO, t. 174
- Iwanow K. E., 1953, *Gidrologija bolot*. Gidromet. Izdat., Leningrad
- Kluś-Rorbach Z., 1970, *Przebieg dobowy temperatury powietrza na obszarze bagien Dolnej Biebrzy w okresie od lipca 1976 do lipca 1968 włącznie, ze szczególnym uwzględnieniem miesięcy letnich*. Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa
- Kossowska-Cezak U. i in., 1980, *Rozpoznanie klimatu lokalnego i mikroklimatu Pradoliny Biebrzy*. Praca wykonana w Zakł. Klimatologii WGiSR UW na zlecenie Instytutu Ekologii PAN.
- Kostrowicki J. (red.), 1967, *Województwo białostockie*. Wyd. Lubelskie, Lublin
- Krzywonos K., 1965, *Warunki klimatyczne rejonu Rolniczego Zakładu Badawczego Biebrza w latach 1954-1963*. Bibl. Wiad. IMUZ, nr 17
- Krzywonos K., 1970, *Warunki klimatyczne RZB Biebrza w latach 1964-1970*. Bibl. Wiad. IMUZ, nr 33
- Kulisa A., 1970, *Kształtowanie się temperatur ekstremalnych i amplitud dobowych na obszarze bagien woj. białostockiego*. Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Lenart W., Przybylska G., 1973, *Badania mechanizmu tworzenia się mgieł nad bagnami*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia, t. 7
- Leśniak E., 1964, *Wpływ melioracji na odpływ na przykładzie zlewni górnej Supraśli*. Praca doktorska na WISiW PW
- Maksimow A., 1965, *Torfi i jego użytkowanie w rolnictwie*. PWRiL, Warszawa.
- Morozow K., 1970, *Charakterystyka wilgotności w Kotlinie Biebrzańskiej w miesiącach lipcu 1967 i 1968 r.* Praca magist. w Zakładzie Klimatologii UW
- Mucha B., 1970, *Kształtowanie się temperatury powietrza w środkowej części woj. białostockiego na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy i Gugny w lipcu 1967 i 1968 r.* Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Musierowicz A., 1968, *Gleboznawstwo ogólne*. PWRiL, Warszawa
- Okruszko H., 1971, *Przyrodniczo-rolnicza charakterystyka doliny Biebrzy*. Zesz. Prob. Postępów Nauk Rolniczych, t. 134
- Oświt J., 1965, *Zbiorowiska roślinne dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych w dolinie*. Wiad. Melior., t. 7, nr 1 (37)
- Oświt J., 1968, *Strefowy układ zbiorowisk roślinnych jako odzwierciedlenie stosunków wodnych w dolinie dolnej Biebrzy*. Zesz. Prob. Postępów Nauki Rolniczych, t. 83
- Pjateckij G. E., 1971, *Tiempieraturnyj režim osuszennych poczw w trawiano-błotnych i trawiano-sfangowych lesorastitielnych usłowijach jużnoj Karelii*. [W:] Bołota Karelii i puti ich oswojenija. Pietrozawodsk
- Pińko J., 1971, *Klimat województwa białostockiego*. XVIII Ogólnopolski Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, 16-18 września 1968, Augustów. Warszawa
- Przybylska G., Lenart W., 1976, *Próba wyjaśnienia terytorialnych różnic w rozwoju chmur Cumulus nad Doliną Biebrzy termicznymi warunkami przygruntowej warstwy powietrza*. Prace i Studia IGUW, Klimatologia, t. 8
- Romanowa E. N., 1970, *Mikroklimaticzeskaja charakteristika tundry*. Trudy GGO, t. 264
- Sapożnikowa S., 1953, *Mikroklimat i klimat lokalny*. PWRiL, Warszawa
- Śliwińska K., 1978, *Zmiany okresowe temperatury gruntu na przykładzie Białegostoku i Pieńczykówka w latach 1961-1965*. Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Szebero W. F., 1959a, *Gidrologiczeskij režim i jego prognoz w wodosborach mielioratiwnych sistiem*. Międzynarodny simpozium po gidrologii zabołoczennych territori. Mińsk
- Szebero W. F., 1959b, *Wlijanije oswojenija bolot na režim isparienija*. Trudy III Wsiesozijnogo gidroł. Sjezda, t. 3

- Zapaśnik W., 1974, *Kształtowanie się temperatury gruntu i powietrza w środkowej części województwa białostockiego w 1967/68 r.*, Praca magist. w Zakł. Klimatologii UW
- Żurek S., 1968, *Warunki przyrodnicze rozwoju torfowiska Wizna*, Zesz. Prob. Postępów Nauk Rolniczych, t. 83.
- Żurek S., 1970, *Geneza torfowiska Rolniczego Zakładu Badawczego Biebrza na tle paleogeografii środowiska*. Bibl. Wiad. IMUZ, nr 33
- Żurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*. Pr. Geogr., nr 110

Urszula Kossowska-Cezak, Krzysztof Olszewski, Gabriela Przybylska
Climate of the Biebrza Valley

Summary

The climate of Biebrza valley has been recognized on the base of microclimatic investigations which have been realized by the Department of Climatology University of Warsaw and on the base of climatic data obtained from Institute of Meteorology and Water Management (IMGW). Microclimatic stations have been located in the different types of biotope of murshy valley.

In Biebrza valley, on the ground of microclimatic differences, a few groups of microclimates can be recognized: – low peatbog of different degree of humidity, - mineral islands, - lower parts of basen margin, – forests and murshy afforestations.

The main feature of the climate of the Biebrza valley is occurrence of lower temperature of the air and soil as well as higher air humidity during the warm period of the year. Cooler and wetter ground weakens a thermal convection. The negative landform reduces the total amount of precipitation.

Уршуля Коссовска-Цезак, Кшиштоф Ольшевски, Габреля Пшибыльска
Климат Бебжской Котловины

Резюме

Климат Бебжской Котловины опознано на основе результатов микроклиматических исследований Кафедры Климатиологии Варшавского Университета идных сетевых многолетних метеорологических наблюдений. Микроклиматические исследования проводились в местностях представительных для разных биотопов и частей обширной болотной долины.

Микроклиматические различия стали основой выделения в Бебжской Котловине следующих групп микроклиматов: приречия, низинных болот с различной степенью увлажнения, минеральных островов, прикрайной зоны долины, лесов и кустарников (болотны, сухих

Основной чертой климата Бебжской Котловины в теплые времяа года являются более низкие температуры воздуха (средние и минимальные) и почвы, а также повышенная влажность воздуха. Более холодная и влажная подстилающая поверхность в то время ослабляет конвекцию. Вогнутая форма местности влияет на уменьшение осадков.

*Kossowska-Cezak U., Olszewski K., Przybylska G., 1991, *Klimat Kotliny Biebrzańskiej*, [w:] *Zeszyty Problemowe Nauk Rolniczych*, z. 372 (zmieniony)

VI. Z BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH KLIMATU LOKALNEGO PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW

6.1. Pojezierze Litewskie

6.1.1. Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim

Autor: Jolanta OKOŃSKA

Opiekunowie naukowci: Maria Stopa-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy

Celem pracy jest stwierdzenie jakie różnice występują w przebiegu wskaźników bioklimatycznych w zależności od rzeźby badanego obszaru. Do przeprowadzenia analizy wybrano następujące wskaźniki bioklimatyczne: temperaturę ekwiwalentną, parność, temperaturę efektywną.

Opracowanie wskaźników bioklimatycznych oparto o wyniki obserwacji mikroklimatycznych przeprowadzonych na obszarze Pojezierza Suwalskiego w lipcu 1964 i 1965 roku. Analiza wskaźników bioklimatycznych pozwoliła na wydzielenie terenów o korzystnych warunkach odczuwalnych.

Sprzyjające warunki odczucia ciepła przez organizm ludzki określa się mianem komfortu termicznego (równowaga cieplna organizmu człowieka jest zachowana a system termoregulacji znajduje się w stanie fizjologicznego spokoju).

Ponieważ badany obszar ma wybitne walory wypoczynkowe więc aby umiejętnie wykorzystać go należy znać tereny gdzie prawdopodobieństwo wystąpienia komfortu termicznego jest duże.

Materiały źródłowe i metoda opracowania

Opracowanie oparto o wyniki obserwacji terenowych prowadzonych na wybranych punktach w lipcu 1964 i 1965 r:

I	Smolniki drugi punkt	nr I
	Smolniki baza	nr II
	Kleszczówek baza	nr III
	Kleszczówek drugi punkt	nr IV
	Sidory	nr V
II	Jeleniewo	nr VI
	Krzemianka	nr VII
	Krzemieniucha	nr VIII

Obserwacje wykonywano 9 razy w ciągu doby w godzinach: 6²⁸, 9⁰⁰, 1⁰⁰, 12²⁸, 14⁰⁰, 15⁰⁰, 16⁰⁰, 19⁰⁰, 20²⁸.

Podstawowy materiał opracowania stanowi:

- temperatura (w °C) – T ,
- prędkość wiatru (w m/s) – v ,

oraz określone z tablic psychrometrycznych:

- aktualne ciśnienie pary wodnej (e , hPa, mm Hg),
- wilgotność względna (f , %).

Pomiary temperatury i wilgotności powietrza dokonywane były psychrometrem Assmana, a pomiary prędkości wiatru anemometrem Robinsona. Pomiary te wykonywane były na poziomie 1,5 m. Sytuacja pogodowa określona została na podstawie map z biuletynów synoptycznych. Należy zwrócić uwagę na duże braki w materiale podstawowym. Utrudniło to znacznie pracę i stało się przyczyną niepełnego opracowania. W związku z tym temperaturę ekwiwalentną i parność opracowano dla ośmiu punktów pomiarowych, natomiast temperaturę efektywną tylko dla pięciu (do obliczenia temp. efektywnej niezbędna jest znajomość ruchu powietrza, a na niektórych punktach nie były dokonywane pomiary prędkości wiatru bądź dokonywane sporadycznie).

Materiał podstawowy jakim dysponowano określił w pewnym stopniu wybór metody opracowania. Opracowanie struktury klimatu odczuwalnego na danym obszarze oparto na następujących wskaźnikach: temperatura ekwiwalentna (T_e), parność (P) i temperatura efektywna (T_E).

Do opisu warunków odczuwalnych posłużono się następującą skalą odczuć termicznych: 1. Gorąco, 2. Ciepło, 3. Komfortowo, 4. Chłodno, 5. Zimno.

Dla poszczególnych stacji obliczono: częstość występowania wydzielonych stanów odczucia ciepła i parności, średnie wartości wskaźników bioklimatycznych, średnie zmienności wskaźników bioklimatycznych z terminu na termin pomiarowy.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono graficznie na rys. 3-8.

Przegląd literatury

We wrześniu 1965 roku w czasie Sympozjum Biometeorologii i posiedzenia UNESCO w Paryżu ustalono, iż biometeorologia obejmuje badania bezpośrednich i pośrednich związków między środowiskiem geograficznym i geochemicznym a żywymi organizmami, tj. roślinami, zwierzętami, człowiekiem. Termin „środowisko” obejmuje mikrośrodowisko, makrośrodowisko, środowisko kosmiczne oraz różne występujące w tych środowiskach czynniki fizyczne i chemiczne.

Wielostronność problematyki biometeorologii spowodowała, że dokonano podziału tej nauki na 5 głównych grup: biometeorologię roślin, zwierząt, człowieka, kosmiczną, paleobiometeorologię. Oczywiście każda z w/w grup dzieli się na dalsze, bardziej szczegółowe zakresy. Niniejsza praca zalicza się do zakresu biometeorologii człowieka.

Punkty pomiarowe zostały zlokalizowane w zachodniej części Pojezierza Wschodnio-Suwalskiego. Mapa nr 1 (skala 1:100 000) przedstawia położenie punktów pomiarowych w stosunku do miasta wojewódzkiego – Suwałki. Punkty pomiarowe zlokalizowano wzdłuż dwóch profili – A, B.

Profil pomiarowy „A” przebiega z północnego zachodu na południowy wschód i zawiera następujące punkty pomiarowe (rys. 1):

		n.p.m. [m]	
1	Smolniki drugi punkt	255,0	nr I
2	Smolniki baza	222,5	nr II
3	Kleszczówek baza	152,0	nr IV
4	Sidory	180,0	nr V

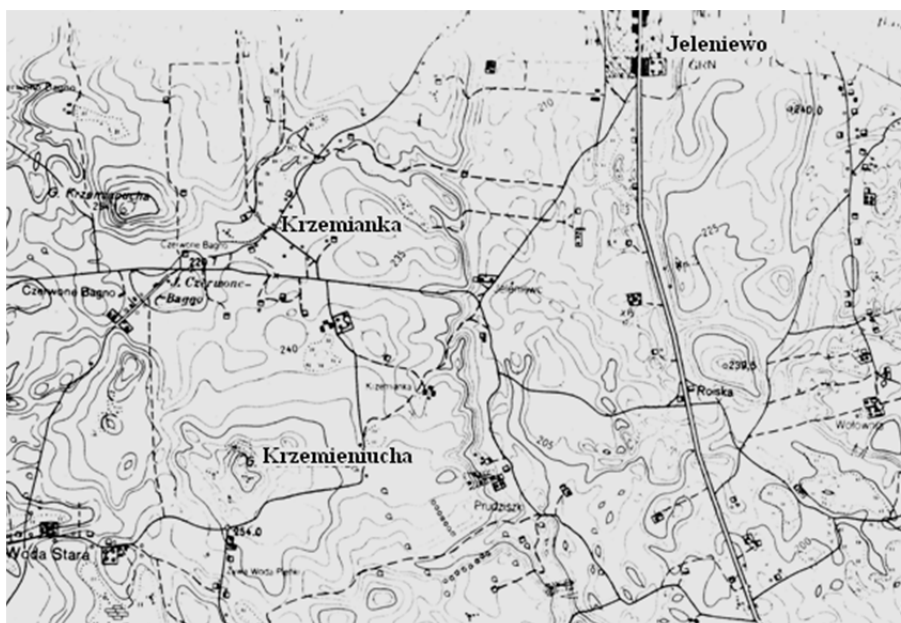


Rys. 1. Punkty pomiarowe; Smolniki, Kleszczówek, Sidory

Mapa przedstawia powiększony wycinek terenu (skala 1:20 000). Z mapy tej można już dokładniej odczytać rzeźbę. Cechą charakterystyczną tego terenu jest bardzo urozmaicona rzeźba. Dominują tu: strome zbocza wzgórz morenowych oraz rozległe zagłębienia wypełnione wodą. Deniwelacje na profilu pomiarowym dochodzą do 103 m, najwyższe położone są punkty pomiarowe w Smolnikach, najniższe punkt Kleszczówek baza. Profil pomiarowy otoczony jest dużą liczbą jezior (największe: Jaczno, Przechodnie, Kojle, Perły, Czarne, Okrągłe), stosunkowo dużą powierzchnią lasów i terenów podmokłych. Punkty pomiarowe nr I i IV zlokalizowane są na wierzchołkach wzniesień, punkt nr V na zboczu o ekspozycji zachodniej, natomiast punkty III i II są zlokalizowane na terenach płaskich i podmokłych z tym, że punkt nr III położony jest zdecydowanie w zagłębieniu. Na mapie wyraźnie widoczna jest dolina o kierunku północny wschód-południowy zachód. Dno doliny wypełnia ciąg jezior położonych na wysokości około 146 m n.p.m. (jez. Przechodnie 146 m, jez. Okrągłe 147,1 m). jest to górny fragment doliny Szeszupy. Opisany teren charakteryzuje się wyjątkową świeżością rzeźby lodowcowej.

Profil pomiarowy „B” przebiega z północnego wschodu na południowy zachód i zawiera następujące punkty pomiarowe (rys. 2):

		n.p.m. [m]	
1	Jeleniewo	235,0	nr VI
2	Krzemianka	235,0	nr VII
3	Krzemieniucha	285,0	nr VIII



Rys. 2. Punkty pomiarowe; Jeleniewo, Krzemianka, Krzemieniucha

Cechą charakterystyczną tego terenu jest brak stromych zboczy. Zbocza są łagodnie nachylone jakby rozmyte. Występuje tu mało jezior, największe z nich to jezioro Czerwone Bagno. Miejscami występują niewielkie obszary podmokłe. Nad przedstawionym obszarem dominuje góra Krzemieniucha 285,0 m n.p.m., gdzie został zlokalizowany punkt pomiarowy nr VIII. Również punktem położonym na wierzchołku – niewielkiego wzniesienia – jest punkt nr VI. Punkt nr VII położony jest na łagodnie nachylonym zboczu o ekspozycji pn.-wsch. Deniwelacje na profilu pomiarowym są rzędu 50 m. Omawiany teren charakteryzuje się zupełnym brakiem powierzchni leśnych. Łagodność rzeźby predestynuje ten obszar do wykorzystania rolniczego.

Podsumowując można stwierdzić, że między rzeźbą i pokryciem tych terenów występują widoczne różnice.

Temperatura ekwiwalentna (T_e)

Dla tego obszaru została określona odpowiednia skala. Pomiary temperatury powietrza i wilgotności wykonane były w miesiącu lipcu. Dla tego miesiąca temperatura ekwiwalentna ma następujące liczbowe przedziały odczuć termicznych:

	$^{\circ}T_e$
Zimno	$\leq 30,0$
Chłodno	35,0 - 30,1
Komfortowo	41,0 - 35,1
Ciepło	45,0 - 41,1
Gorąco	$> 45,0$

M. Baranowska (1976) stwierdza, iż przy wykorzystywaniu wyników należy pamiętać, że kryteria liczbowe przedziałów odczucia termicznego są reprezentatywne

dla mieszkańców zaaklimatyzowanych w danym regionie kraju i że określają one odczucia termiczne człowieka w ubiorze dostosowanym do pory roku, w ruchu lub w czasie zajęć na wolnym powietrzu.

W niniejszej pracy temperatura ekwiwalentna została obliczona dla ośmiu punktów pomiarowych w miesiącach – lipiec 1964 i lipiec 1965 wg w/w wzoru Linke’go-Robitscha. Aby obliczyć temperaturę ekwiwalentną należało wykonać odpowiednie zestawienie wartości temperatury powietrza i prężności pary wodnej oraz przeliczyć prężność pary wodnej, która była podana w hPa na mm Hg. Do klasyfikacji warunków odczuwalnych posłużono się w/w skalą M. Baranowskiej.

W celu przeanalizowania stanów odczucia ciepła obliczono dla poszczególnych punktów pomiarowych:

- średnie wartości temperatury ekwiwalentnej,
- średnie zmienności temperatury ekwiwalentnej z terminu na termin pomiarowy.

Różnica wysokości między w/w punktami dochodzi do 133 m. punkty I, III są położone na wierzchołkach wzgórz morenowych, natomiast III, IV znajdują się w zasadzie w obniżeniu w pobliżu wielkiej doliny i w bliskim sąsiedztwie jezior. Jak widać charakter rzeźby i podłoża wpływa na czas trwania warunków odczucia „komfortu”.

Punkty pomiarowe można uszeregować też według średniej najwyższej (a) i najniższej (b) wartości temperatury ekwiwalentnej (T_e) (lipiec 1964):

$^{\circ}T_e$	a (rosnąco)		$^{\circ}T_e$	b (malejąco)	
48,7	nr III	Kleszczówek baza	36,2	nr VIII	Krzemieniucha
48,6	nr IV	Kleszczówek drugi punkt	36,5	nr II	Smolniki baza
45,1	nr VI	Jeleniewo	36,7	nr VII	Krzemianka
44,8	nr V	Sidory	36,8	nr I	Smolniki drugi punkt
44,2	nr II	Smolniki baza	37,0	nr V	Sidory
44,0	nr VII	Krzemianka	37,8	nr VI	Jeleniewo
43,3	nr VIII	Krzemieniucha	38,2	nr III	Kleszczówek baza
43,1	nr I	Smolniki drugi punkt	39,4	nr IV	Kleszczówek drugi punkt

Z przedstawionego zestawienia wynika, że wszystkie wartości najniższe (b) zawarte są w granicach 35,1-41,0 $^{\circ}T_e$, czyli w przedziale „komfortowo”. Natomiast wartości maksymalne (a) zawarte są w granicach 45,0-41,1 $^{\circ}T_e$. Czyli w przedziale „ciepło” oraz powyżej 45,0 $^{\circ}T_e$ – w przedziale „gorąco”.

W wyniku analizy warunków odczucia ciepła według temperatury ekwiwalentnej można stwierdzić że:

- lipiec 1964 r. był miesiącem, w którym warunki dyskomfortowe spowodowane przegrzaniem były dominujące,
- najbardziej dogodną porą dla organizmu człowieka były godziny ranne i wieczorne,
- najdłuższy czas trwania w ciągu dnia warunków komfortu występował na punktach I – (Smolniki drugi punkt) i VIII – (Krzemieniucha) zaś najkrótszy na III – (Kleszczówek baza) i IV – (Kleszczówek drugi punkt),
- maksymalne wartości temperatury ekwiwalentnej przypadają na godz. 14⁰⁰,
- częstość warunków „gorąco” i „ciepło” największa była na punkcie III i IV oraz na punktach tych najrzadziej panowały warunki „chłodu” i „zimna”,
- częstość warunków „komfortu” największą wartość osiągnęła na punkcie V – (Sidory) (z tym, że na pozostałych punktach częstość „komfortu” jest zbliżona do częstości na punkcie V),

- najczęściej warunki przegrzania występowały w godzinach 14⁰⁰-16⁰⁰, natomiast warunki komfortu w godz. 6²⁸ i 20²⁸.

Należy podkreślić, że zdecydowanie wyróżniały się punkty III (Kleszczówek baza) i IV (Kleszczówek drugi punkt) leżące najniżej w otoczeniu jezior i terenów podmokłych. Obszar ten charakteryzuje się wyraźnie wyższymi temperaturami powietrza i większą wilgotnością, co w konsekwencji prowadzi do dużego udziału warunków dyskomfortowych spowodowanych przegrzaniem.

Na podstawie otrzymanych wyników można stwierdzić, iż na badanym obszarze w lipcu 1965 r. dogodne warunki dla organizmu człowieka panowały w zasadzie przez cały dzień. Średni dzienny przebieg temperatury ekwiwalentnej na wszystkich punktach pomiarowych jest prawie identyczny. W ciągu dnia występują dwa maksima, mniejsze o 11⁰⁰ i nieco większe o 15⁰⁰ (dzienne przebiegi temperatury ekwiwalentnej w lipcu 1964 i 1965 r. są podobne, z tym że w lipcu 1965 r. wartości temperatury ekwiwalentnej są mniejsze).

Punkty pomiarowe uszeregowano według czasu trwania warunków „komfortu” a układają się one następująco: III, VI, V, IV, VIII, II, I, VII. Jak widać najdłużej stan komfortu odczuwany jest na punkcie III – (Kleszczówek baza), który jest położony najniżej.

Punkty pomiarowe uporządkowane według średniej najwyższej (a) i najniższej (b) wartości temperatury ekwiwalentnej (T_e) układają się następująco (lipiec 1965):

$^{\circ}T_e$	a		$^{\circ}T_e$	b	
39,7	nr III	Kleszczówek	32,9	nr I	Smolniki drugi punkt
39,7	nr IV	Jeleniewo	33,3	nr VIII	Krzemieniucha
39,5	nr II	Smolniki baza	33,4	nr III	Kleszczówek baza
39,2	nr V	Sidory	33,7	nr V	Sidory
39,2	nr I	Smolniki drugi punkt	33,7	nr II	Smolniki baza
39,0	nr VII	Krzemianka	34,0	nr IV	Jeleniewo
38,5	nr VIII	Krzemieniucha	34,0	nr VIII	Krzemieniucha
38,4	nr IV	Kleszczówek drugi punkt	34,2	nr IV	Kleszczówek drugi punkt

Jak widać wszystkie wartości najniższe zawarte są w granicach 35,0-30,1 $^{\circ}T_e$, czyli w przedziale „chłodno”, natomiast maksymalnie 41,0-35,1 $^{\circ}T_e$, czyli w przedziale „komfortowo”. Z tego wniosek, że wartości maksymalne zawsze były korzystne dla organizmu człowieka, natomiast wartości najniższe zdecydowanie występowały w warunkach przechłodzenia.

Inna forma przedstawienia wyników obliczeń jaką jest zmienność temperatury ekwiwalentnej z terminu na termin pomiarowy pozwala stwierdzić, że zmiany te są niewielkie w lipcu 1965 r. i dochodzą do około 3 $^{\circ}T_e$ (rys. 2). Najbardziej dynamiczna zmiana zachodzi między godz. 15⁰⁰ a 16⁰⁰, osiągając największą wartość na punkcie VI i VII a najmniejszą na IV. W godzinach 6²⁸-9⁰⁰ najszybciej zmiana zachodzi na punktach V, VI oraz I, II a najwolniej na VII. Ta powolna zmiana wartości temperatury ekwiwalentnej na punkcie VII (Krzemianka) powoduje dłużej trwający stan odczucia „chłodu”.

Charakterystyczną cechą jest niewielka zmiana wartości temperatury ekwiwalentnej w godzinach 11⁰⁰-15⁰⁰. Między 19⁰⁰ a 20²⁸ najszybciej zmiana wartości temperatury ekwiwalentnej zachodzi na punktach I, III a najrzadziej na VII, VIII.

Ze względu na to, że wartości średnie nie charakteryzują wystarczająco zróżnicowania warunków odczuwalnych, obliczono częstości występowania

poszczególnych stanów odczucia ciepła. Częstość występowania poszczególnych stanów odczucia ciepła jest w zasadzie podobna na wszystkich punktach pomiarowych. Zmiana warunków odczuwalnych na „komfortowo” i „ciepło” związana była ze zmianą cyrkulacji powietrza z pn.-zach. na pd.-zach. Następnego dnia przechodzi front chłodny powodujący obniżenie temperatury powietrza i w związku z tym zmieniają się warunki odczuwalne na „zimno” i „chłodno”. Dekada druga wyróżnia się trwającym od 14 do 16.07 wyraźnym okresem upalnym. W tym czasie przechodzi nad Polską NE ciepły front i zalegają masy PZm. Na wszystkich punktach notuje się stan „gorąca”. Od 17 do 19.07 napływa nad Polskę NE chłodne powietrze z północy powodujące obniżenie temperatury powietrza. W tym czasie notuje się odczucie „chłodu” i „komfortu”.

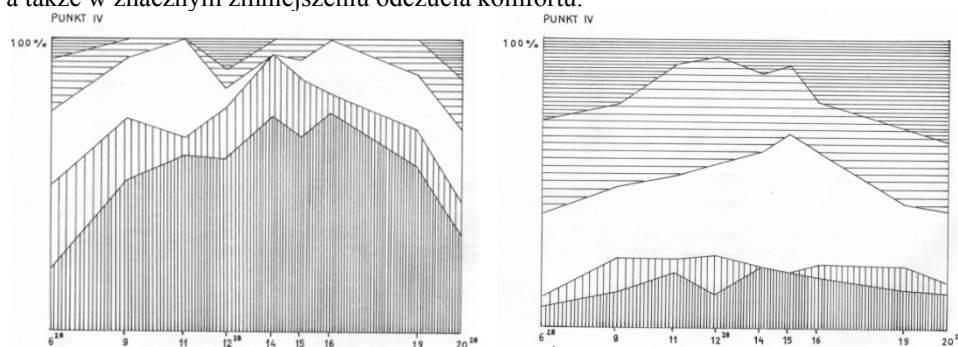
Początek trzeciej dekady jest jeszcze ciepły, natomiast koniec zdecydowanie chłodny. Przez pierwszych sześć dni zdecydowanie panują warunki „komfortu” a w południe warunki „ciepła”. Koniec miesiąca charakteryzuje się napływem chłodnych mas powietrza. Występują na wszystkich punktach warunki „chłodu” i „zimna”. Dnia 30.07 zaznacza się zmiana warunków odczuwalnych – występują warunki „komfortu” i „ciepła”. Tę zmianę spowodował układ wysokiego ciśnienia jaki się wytworzył nad południowymi terenami Polski.

W miesiącu tym nie ma zdecydowanych różnic pomiędzy poszczególnymi punktami. Punkty położone najwyżej wyróżniają się trochę częściej występującym odczuciem „komfortu”.

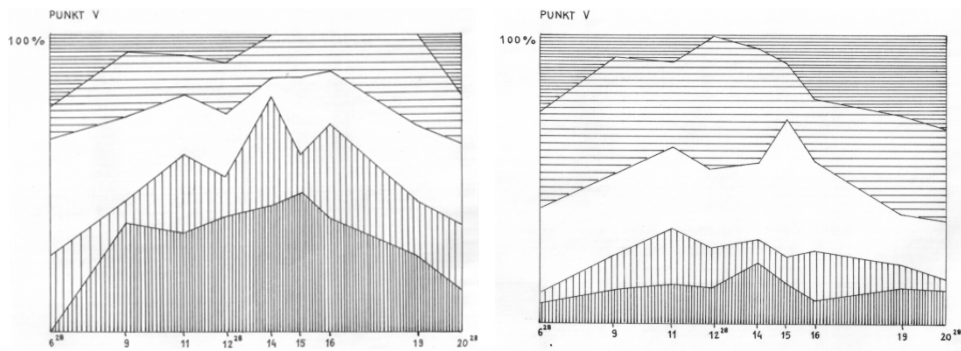
Porównując miesiąc lipiec 1964 z lipcem 1965 r. można stwierdzić że:

- były to miesiące o odmiennych warunkach pogodowych,
- najczęściej występujące warunki dyskomfortowe w lipcu 1964 r. spowodowane były przegrzaniem, a w lipcu 1965 r. przechłodzeniem organizmu,
- lipiec 1965 r. charakteryzował się większym udziałem warunków „komfortu” i mniejszą jego zmiennością,
- w lipcu 1964 r. najczęściej warunki „komfortu” występowały o godz. 6²⁸ i 20²⁸ a w lipcu 1965 o godz. 15⁰⁰.

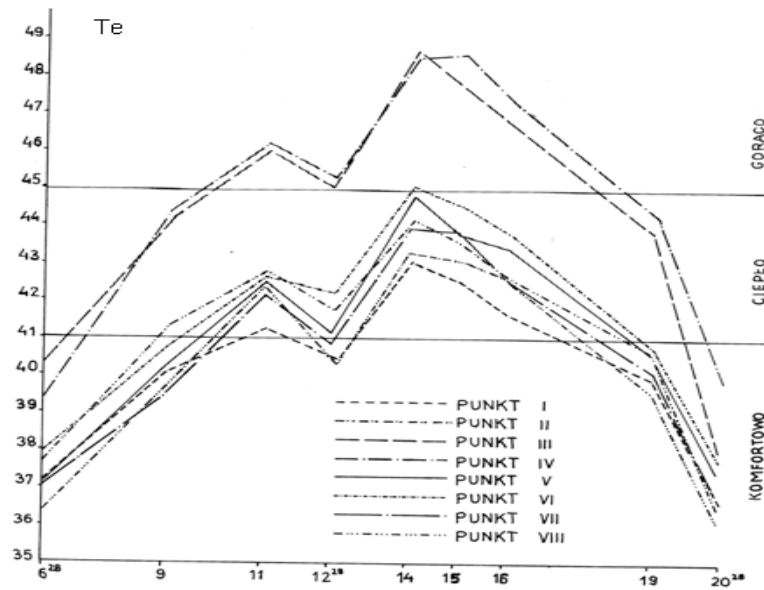
Ogólnie można stwierdzić, że stan odczucia termicznego na badanym obszarze zależy od sytuacji pogodowej panującej w Polsce z tym jednak, że gdy pogoda jest upalna występuje wyraźne zróżnicowanie odczuć termicznych na badanym obszarze. Zróżnicowanie to przejawia się w częściej występującym odczuciu przegrzania na punktach położonych w obniżeniu i w sąsiedztwie jezior oraz terenów podmokłych, a także w znacznym zmniejszeniu odczucia komfortu.



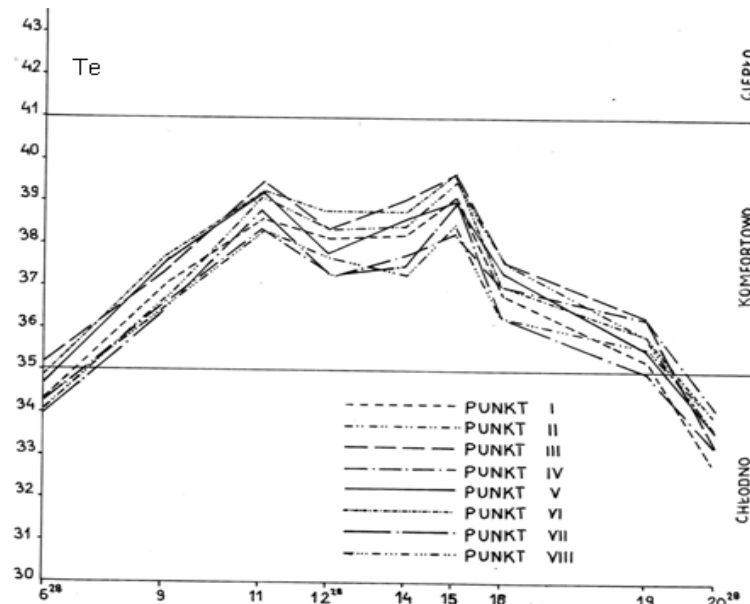
Rys. 3. Częstość stanów odczucia termicznego wg temperatury ekwiwalentnej (Punkt IV, lipiec 1964 i lipiec 1965)



Rys. 4. Częstość stanów odczucia termicznego wg temperatury ekwiwalentnej (Punkt V, lipiec 1964 i lipiec 1965)



Rys. 5. Przebieg dzienny temperatury ekwiwalentnej (lipiec 1964 r.)



Rys. 6. Przebieg dzienny temperatury ekwiwalentnej (lipiec 1965 r.)

Parność

Objawem przekroczenia progu termiczno-wilgotnościowego jest odczucie parności, będące wynikiem hamowania utraty ciepła z organizmu, a zależne od temperatury i stopnia nasycenia powietrza parą wodną.

Progową wartością prężności pary, po przekroczeniu którego odczuwa się parność jest 18,8 hPa, czyli 14,1 mm Hg. Po przekroczeniu tej wartości nie następuje wystarczające oddawanie ciepła przez organizm i wówczas dochodzi do przegrzania organizmu.

Wartość progowa prężności pary wodnej wyznaczona przez Scharlau'a jest zgodna z doświadczalną granicą parności ustaloną przez Lancastera i Castensa w oparciu o wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza. Granica ta była wielokrotnie kwestionowana, uznano jednak, że jest właściwa dla odczucia człowieka znajdującego się w spoczynku lub wykonującego bardzo lekką pracę.

Cisze oraz znikome prędkości wiatru sprzyjają odczuciu parności. Poza tym odczucie parności potęguje się podczas zamglenia i zachmurzenia, zwłaszcza chmurami wysokiego i średniego piętra jak Cirrostratus i Altostratus. Parność utrzymująca się przez dłuższy okres czasu staje się coraz bardziej uciążliwa dla organizmu, tym bardziej, że wraz z długotrwałością wzrasta na ogół intensywność tego zjawiska.

Przy charakterystyce warunków odczuwalnych parność nie może być jedynym wskaźnikiem, musi być uzupełniona innym wskaźnikiem pełniej obrazującym warunki odczuwalne.

Należy zwrócić uwagę na fakt, iż w naszych warunkach klimatycznych stany parności występują najczęściej w okresie letnim, głównie lipcu i sierpniu. W związku z tym wskaźnik ten nadaje się do stosowania właśnie w tej porze roku.

W niniejszej pracy parność została wyznaczona na podstawie kryterium Scharlau'a. Wartością progową powyżej której odczuwa się parność jest $e = 18,8$ hPa, czyli 14,1 mm Hg.

W celu przeanalizowania stanu odczucia parności obliczono dla poszczególnych punktów pomiarowych częstość występowania stanu parności.

W lipcu 1964 r. najczęściej stan parności odczuwany jest na punkcie III (Kleszczówek baza) – 20,4% i IV (Kleszczówek drugi punkt) – 14,9% oraz V (Sidory) – 5,0% a na pozostałych punktach osiąga wartość około 2,0%. Jak widać odczucie parności dominuje na terenach obniżonych i podmokłych a prawie nie notowane jest w wyższych partiach badanego obszaru.

Dzienny przebieg częstości stanu parności wykazuje wyraźną zależność od rzeźby terenu. Punkty najniżej położone i w pobliżu zbiorników wodnych wykazują duży udział stanu parności w ciągu całego dnia (rys. 21-28). Najwyższe wartości częstości stanu parności występują o godz. 11⁰⁰ – 26,7% i godz. 14⁰⁰ – 26,3% na punkcie III (Kleszczówek baza). Stan parności trwający cały dzień występuje jedynie na punktach III (Kleszczów baza) i IV (Kleszczówek drugi punkt). Na pozostałych punktach stan parności występuje tylko w niektórych terminach obserwacyjnych, przede wszystkim o godz. 11⁰⁰ i 20²⁸. Najwyższe częstości stanu parności w tych godzinach uwarunkowane są głównie dziennym przebiegiem prężności pary wodnej.

Należy podkreślić że stan parności występuje tylko w drugiej połowie miesiąca, natomiast w pierwszej połowie nie jest notowany. Charakterystycznym dniem w miesiącu jest 16 lipca. W tym dniu na wszystkich punktach notowany jest stan parności.

W lipcu 1965 r. najczęściej stan parności notowany jest na punktach VI (Jeleniewo) – 8,8%, I (Smolniki drugi punkt) – 6,9% oraz VII (Krzemianka) – 6,5%, natomiast najrzadziej na punkcie IV (Kleszczówek drugi punkt) – 5,1% (rys. 20'). Stan parności występuje w zasadzie przez cały dzień na wszystkich punktach z wyjątkiem VIII, charakteryzującego się zanikiem stanu parności o godz. 6²⁸ i 11⁰⁰ oraz VII i II – o godz. 6²⁸.

Punkty najniżej położone tzn. III (Kleszczówek baza) i IV (Kleszczówek drugi punkt) charakteryzują się wzrostem częstości stanu parności w godzinach wieczornych, natomiast na pozostałych punktach występują dwa maksima - ranne i wieczorne.

Najwyższa częstość stanu parności występuje o godz. 19.00 na punktach III i VI i wynosi 13,0%.

Podsumowując należy stwierdzić, że odczucie stanu parności w zasadzie jednakowo często występuje na wszystkich punktach. Tak małe zróżnicowanie częstości stanu parności należy tłumaczyć tym, iż stan parności notowany jest w ciągu tego miesiąca tylko przez trzy dni. 34 to dni występowania nad Polską ciepłych mas PZm, czyli przy adwekcji takiego powietrza nie widać na badanym obszarze wpływu rzeźby terenu.

Temperatura efektywna (TE)

Wskaźnik ten jest wielkością kompleksową, łączącą w sobie działanie na organizm ludzki: temperatury, wilgotności i ruchu powietrza.

Temperatura efektywna została wyznaczona przez badaczy amerykańskich C.P. Yaglou i P.C. Haughtona w latach trzydziestych naszego stulecia na podstawie subiektywnego odczucia ciepła wielu tysięcy ludzi badanych w komorach klimatycznych. Wyniki badań eksperymentalnych zostały wyrażone w postaci wzoru przez A. Missenarda:

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014f + (1,76 + 1,4v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29T(1 - 0,01f)$$

gdzie: t – temperatura powietrza (w °C), f – wilgotność względna (w %/), v – prędkość wiatru (m/s).

Skonstruowano skalę odczuwalności cieplnej oraz wyznaczono granicę komfortu termicznego. Skala amerykańska nie może być reprezentatywna dla wszystkich regionów świata. W związku z tym podjęto prace w poszczególnych krajach dla określenia skali odczuwalności cieplnej.

W Polsce tym zagadnieniem zajęła się M. Baranowska (1976, maszynopis). Na stacjach meteorologicznych obserwatorzy zapisywali subiektywne stany odczucia ciepła. Te stany odczucia ciepła powiązane z obliczonymi wg wzoru Missenarda wartościami temperatury efektywnej pozwoliły skonstruować skalę odczuć termicznych dla poszczególnych miesięcy.

Dla obszaru o średniej wieloletniej temperaturze powietrza $< 7^{\circ}\text{C}$ i dla miesiąca lipca skala ta jest następująca:

	$^{\circ}\text{TE}$
Zimno	$\leq 6,0$
Chłodno	10,0-6,1
Komfortowo	14,0-10,1
Ciepło	17,0-14,1
Gorąco	$> 17,0$

Należy zaznaczyć że temperatura efektywna nie odzwierciedla wpływu ciepłego promieniowania słońca. W związku z tym nie może służyć jako syntetyczny i jedyny wskaźnik oceny klimatu odczuwalnego. Wskaźnik ten podobnie jak i temperatura ekwiwalentna jest fizycznym miernikiem a nie fizjologicznym. Pomimo pewnych zastrzeżeń co do tego wskaźnika wytrzymał on próbę czasu i przydatny jest w różnych celach praktycznych np. w lecznictwie klimatycznym służy do określania warunków termicznych podczas kąpieli powietrznych i snu na otwartym powietrzu.

W niniejszej pracy temperatura efektywna została obliczona tylko dla pięciu punktów pomiarowych. Są to punkty: I – Smolniki drugi punkt, II – Smolniki baza, III – Kleszczówek baza, IV – Kleszczówek drugi punkt, V – Sidory.

Dla pozostałych trzech punktów nie obliczono wartości temperatury efektywnej z powodu braku pomiarów wiatru. Niemniej wydaje się, że ten profil pomiarowy jest reprezentacyjny dla badanego obszaru.

Temperatura efektywna została obliczona wg w/w wzoru A. Missenarda. Do klasyfikacji warunków odczuwalnych posłużono się w/w skalą M. Baranowskiej.

W celu przeanalizowania stanów odczucia ciepła obliczono dla poszczególnych punktów pomiarowych:

1. wartości temperatury efektywnej.
2. średnie zmienności temperatury efektywnej z terminu na termin pomiarowy,
3. częstość występowania stanów odczucia ciepła.

Ponadto obliczono wartości średniej prędkości wiatru dla każdego ze stanowisk pomiarowych dla godz. 6^{28} , 12^{28} , 20^{28} , które wynoszą:

v [m/s]		Lipiec 1964			Lipiec 1965		
		6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸	6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸
I	Smolniki – drugi punkt	1,3	2,4	1,2	2,4	2,9	1,1
II	Smolniki – baza	2,3	3,1	1,5	1,7	2,0	0,8
III	Kleszczówek – baza	1,0	1,8	0,2	1,7	2,1	0,4
IV	Kleszczówek – drugi punkt	2,0	2,2	1,1	3,3	4,6	1,3
V	Sidory	2,8	3,5	2,0	1,7	3,1	1,3

Z przedstawionego zestawienia wynika, że najmniejsze prędkości wiatru występowały na punkcie III (Kleszczówek baza) położonym najniżej ze wszystkich punktów pomiarowych.

Wyraźne zmniejszenie średniej prędkości wiatru na badanym obszarze (występujące m.in. wieczorem), spowodowane jest znacznym udziałem cisz o tej porze dnia. W lipcu 1965 r. liczba cisz wieczorem była zdecydowanie większa niż w lipcu 1964 r. W lipcu 1964 r. największe prędkości wiatru notowane są na punktach V (Sidory) i II (Smolniki baza), czyli na zboczu o ekspozycji zachodniej i na terenie płaskim położonym po wschodniej stronie wzniesienia. Natomiast w lipcu 1965 r. sytuacja przedstawia się nieco inaczej. Największe prędkości wiatru występują na punkcie IV (Kleszczówek drugi punkt), czyli na wierzchołku wzniesienia. Należy zwrócić uwagę na fakt, iż małe prędkości wiatru występują w tym miesiącu na punktach III (Kleszczówek baza) i II (Smolniki baza). Ogólnie można stwierdzić, że zarówno w jednym jak i w drugim miesiącu maksymalne prędkości wiatru przypadają na godziny okołopołudniowe, natomiast najniższe jego wartości na godziny wieczorne. Analiza prędkości wiatru na poszczególnych stanowiskach pomiarowych pozwoliła lepiej zrozumieć zmiany jakie zachodzą w warunkach odczucia ciepła (wyliczonych wg temperatury efektywnej).

Na podstawie otrzymanych wyników można stwierdzić, iż dogodne warunki dla organizmu człowieka w lipcu 1964 r. panowały tylko w godzinach rannych, pozostała część dnia charakteryzowała się warunkami przegrzania z maksimum o godz. 14⁰⁰. Najdłuższy stan „komfortu” występuje na punkcie V (Sidory) a nieco krócej na punkcie II (Smolniki baza). Na punktach IV (Kleszczówek drugi punkt) i I (Smolniki drugi punkt) występuje tylko w godzinach rannych a na punkcie III (Kleszczówek baza) nie jest notowany. Na tym punkcie krzywa obrazująca średni dzienny przebieg temperatury efektywnej przebiega wyłącznie w warunkach odczuć termicznych „gorąco” i „ciepło”. Średni dzienny przebieg temperatury efektywnej wyraźnie wskazuje na obszary cieplejsze – punkty III, IV i chłodniejsze – punkty V, I, II.

Punkty pomiarowe można uszeregować wg średniej najwyższej (a) i najniższej (b) wartości temperatury efektywnej (TE) (lipiec 1964):

°TE	a		°TE	b	
20,4	nr III	Kleszczówek baza	10,3	nr V	Sidory
20,0	nr IV	Kleszczówek drugi punkt	12,0	nr II	Smolniki baza
19,0	nr II	Smolniki baza	12,6	nr IV	Kleszczówek drugi punkt
18,8	nr I	Smolniki drugi punkt	13,7	nr I	Smolniki drugi punkt
18,1	nr V	Sidory	14,3	nr III	Kleszczówek baza

W ciągu dnia występuje jedno wyraźne maksimum temperatury efektywnej o godz. 19⁰⁰. Punkty pomiarowe uszeregowane od najdłuższego czasu trwania „komfortu” do

najkrótszego układają się następująco: II, III, V, I, IV. Czyli stan „komfortu” trwa najdłużej na terenach niżej położonych (płaskich i podmokłych).

Punkty pomiarowe uszeregowane według średniej najwyższej (A) i najniższej (B) wartości temperatury efektywnej (*TE*) przedstawiają się następująco (lipiec 1965):

°TE	a		°TE	b	
14,8	nr II	Smolniki baza	6,4	nr I	Smolniki drugi punkt
14,1	nr III	Kleszczówek baza	6,7	nr IV	Kleszczówek drugi punkt
13,7	nr II	Sidory	7,8	nr I	Smolniki baza
13,1	nr I	Smolniki drugi punkt	8,5	nr V	Sidory
12,4	nr V	Kleszczówek drugi punkt	8,8	nr III	Kleszczówek baza

Wszystkie wartości najniższe zawarte są w granicach 10,0-6,10°TE, czyli w przedziale „chłodno”, natomiast wartości maksymalne występują w dwóch przedziałach „komfortowo” 14,0-10,1°TE i „ciepło” 17,0-14,1°TE. Ogólnie można stwierdzić, że średnie wartości temperatury efektywnej gdy osiągają wartość maksymalną są korzystne dla organizmu człowieka, natomiast nie można tego powiedzieć o wartościach najniższych.

Stan „komfortu” termicznego osiąga największą częstość w punkcie III o godz. 11⁰⁰ – 45,5% i o godz. 14⁰⁰ – 41,7%. Bardzo podobny jest przebieg częstości „komfortu” w ciągu dnia w punktach IV i I. Są to punkty położone na wierzchołkach wzniesień. Wśród punktów wyróżniają się najrzadziej notowanym stanem „komfortu” i brakiem występowania tego odczucia termicznego o godz. 9⁰⁰. O godz. 6²⁸ stan „komfortu” najczęściej występują na punkcie III oraz nie jest notowany na punkcie IV. Wieczorem o 20²⁸ w zasadzie stan „komfortu” występuje jednakowo często na wszystkich punktach osiągając wartość około 20,0%. Warunki dyskomfortu spowodowane przechłodzeniem dominują w ciągu całego dnia. Najczęściej występują o godz. 9⁰⁰ na punkcie IV – 91,7% a najrzadziej na punkcie V – 13,4% o godz. 19⁰⁰. Wyraźne zwiększenie częstości „chłodu” występuje o godz. 14⁰⁰ na wszystkich punktach. Natomiast zanik stanu „zimna” występuje o godz. 15⁰⁰ na punktach II i V a na punkcie III w godzinach 11⁰⁰-15⁰⁰ i o godz. 19⁰⁰.

Należy podkreślić, że w ciągu dnia zdecydowanie panują warunki dyskomfortu spowodowane częstym występowaniem odczucia „zimna” i „chłodu” oraz że dyskomfort spowodowany przechłodzeniem organizmu ma znacznie większy udział rano niż wieczorem.

Analiza temperatury efektywnej wykazała, że:

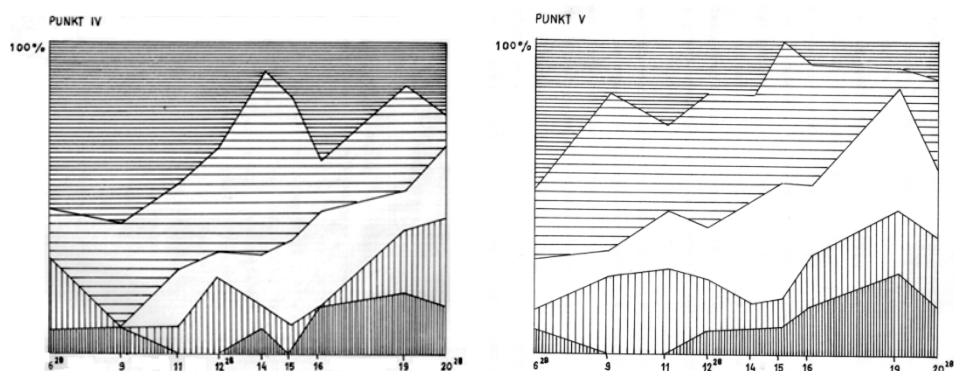
- lipiec 1965 r. to miesiąc o dominacji warunków dyskomfortowych spowodowanych przechłodzeniem organizmu,
- najbardziej odpowiednią porą dla organizmu człowieka są godziny popołudniowe i wieczorne,
- najdłużej warunki „komfortu” występowały na punktach II (Smolniki baza) i III (Kleszczówek),
- maksymalne wartości temperatury efektywnej występowały o godz. 19⁰⁰,
- częstość warunków „gorąco” i „ciepło” była podobna na wszystkich punktach,
- częstość warunków „komfortu” największa była na punkcie III (Kleszczówek baza) a najmniejsza na IV (Kleszczówek drugi punkt) i I (Smolniki drugi punkt),
- częstość warunków „zimno” i „chłodno” największa była na punktach IV (Kleszczówek drugi punkt) i I (Smolniki drugi punkt),

- najczęściej warunki przechłodzenia występowały w godzinach rannych a warunki „komfortu” w godzinach popołudniowych.

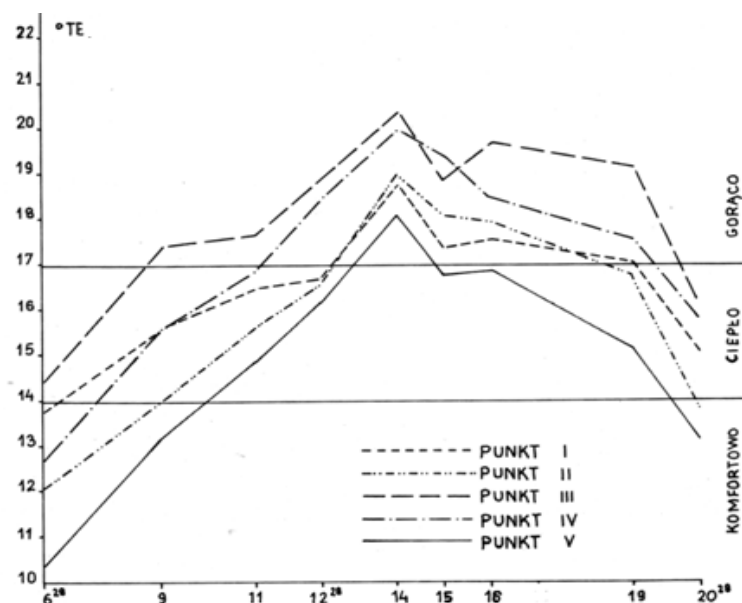
Wśród badanych punktów wyróżnił się punkt III charakteryzujący się dużą częstością odczucia „komfortu” w ciągu całego dnia oraz brakiem odczucia „zimna” w godzinach okołopołudniowych. Punkty IV i I wyróżniły się najmniejszą częstością „komfortu” i największą częstością warunków przechłodzenia. Porównując miesiąc lipiec 1964 r. z lipcem 1965 r. można stwierdzić, że:

- warunki dyskomfortu w lipcu 1964 r. spowodowane były przegrzaniem organizmu, a w lipcu 1965 r. przechłodzeniem organizmu,
- lipiec 1965 r. charakteryzował się większym udziałem warunków „komfortu”,
- w lipcu 1964 r. najczęściej warunki „komfortu” występowały o godz. 9⁰⁰ i 20²⁸ a w lipcu 1965 r. w godz. popołudniowych.

Porównując oba miesiące należy zwrócić uwagę na dzienny przebieg wartości temperatury efektywnej. W lipcu 1964 r. maksimum wartości temperatury efektywnej przypada na godz. 14⁰⁰ a w lipcu 1965 r. na 19⁰⁰. To zdecydowane zwiększenie wartości temperatur efektywnej w lipcu 1965 r. w godzinach wieczornych należy tłumaczyć między innymi bardzo dużą liczbą cisz o tej porze dnia. Tak duża liczba cisz w godzinach wieczornych w lipcu 1964 r. nie występowała.



Rys. 7. Częstość stanów odczucia termicznego wg temperatury efektywnej (Punkty IV i V, lipiec 1965)



Rys. 8. Przebieg dzienny temperatury efektywnej (lipiec 1964 r.)

Wnioski

Badany obszar charakteryzuje się wyjątkowo urozmaiconą rzeźbą i analiza warunków odczuwalnych przeprowadzona była pod kątem korzystnego lub niekorzystnego oddziaływania na człowieka form terenu. W wyniku niej stwierdzono:

- korzystne warunki odczuwalne występują na zboczach o ekspozycji zachodniej czego przykładem jest punkt V (Sidory),
- mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień, punkty (Smolniki drugi punkt), IV (Kleszczówek drugi punkt), VI (Jeleniewo), VIII (Krzemieniucha),
- niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień. Przykładem jest punkt III (Kleszczówek baza).

Ponadto z przeprowadzonej analizy warunków odczuwalnych wynika że:

- duże zróżnicowanie warunków odczuwalnych występuje w czasie gorącego lata (lipiec 1964 r.), natomiast prawie nie występuje w czasie chłodnego lata (lipiec 1965 r.),
- w czasie chłodnego lata zdecydowanie częściej niż w czasie gorącego lata występują korzystne warunki odczuwalne,
- najcieplejszym miejscem na badanym obszarze jest podmokłe zagłębienie znajdujące się w obrębie dużej doliny przebiegającej z południowego zachodu na północny wschód.

Należałoby sprecyzować pojęcia – korzystne, mniej korzystne i niekorzystne warunki odczuwalne. Otóż jak wyżej wspomniano korzystne warunki odczuwalne występują na zboczu o ekspozycji zachodniej. Przejawiają się w stosunkowo dużej częstości „komfortu” (około 24%) wg *TE*. Odczucie „komfortu” występuje w ciągu całego dnia z wyraźnym zwiększeniem częstości w godzinach wieczornych (do około

45% w *TE*). Ponadto na tym terenie stan parności występuje rzadko (około 5%). Nie widać tu również zależności częstości stanu „komfortu” od warunków pogodowych.

Mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień i charakteryzują się mniejszą, częstością „komfortu” (około 17% wg *TE*) w porównaniu z wyżej przedstawionym terenem. Stan parności notowany jest niezbyt często (od 2% do 5%) i występuje przede wszystkim w godzinach rannych oraz wieczornych, ale jeżeli wzniesienie otoczone jest dużą powierzchnią terenów podmokłych to stan parności występuje często (około 15%) i charakteryzuje się dużą częstością w ciągu całego dnia. Na wierzchołkach wzniesień głównym czynnikiem modyfikującym warunki odczuwalne jest wiatr. Przy większych prędkościach wiatru częstość „komfortu” maleje na korzyść warunków dyskomfortowych spowodowanych przechodzeniem organizmu.

Niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień, co widać wyraźnie na przykładzie punktu II (Kleszczówek baza) charakteryzującego się osłabioną wymianą powietrza i częstym występowaniem cisz. Ponadto w godzinach wieczornych rozpoczynają się spływy chłodnego powietrza w kierunku centrum obniżenia. Jest to teren predysponowany do częstego występowania zjawiska inwersji. Niekorzystne warunki odczuwalne przejawiają się tym, iż przy pogodzie upalnej występują bardzo często stany parności (około 20%) utrzymujące się w ciągu całego dnia z największą częstością w godzinach okołopołudniowych i wieczornych. Na uwagę zasługuje fakt, że obniżenie terenowe charakteryzuje się bardzo dużą zależnością częstości występowania „komfortu” od warunków pogodowych. I tak przy pogodzie upalnej występuje bardzo mała częstość „komfortu” (około 10% wg *TE*) oraz bardzo duża częstość dyskomfortu spowodowanego przegrzaniem organizmu (około 85% wg *TE*), natomiast przy pogodzie chłodniejszej częstość „komfortu” jest bardzo duża (około 25% wg *TE*). Jak widać warunki odczuwalne przy pogodzie chłodniejszej zdecydowanie polepszają się w obrębie podmokłego zagłębienia.

Niniejsza praca nie jest szczegółowym opracowaniem zależności pomiędzy rzeźbą terenu a wartościami wskaźników bioklimatycznych ponieważ przy takim rozmieszczeniu stanowisk pomiarowych jak na profilu A i B nie było to możliwe. Stanowiska pomiarowe powinny być zlokalizowane w różnych punktach form wypukłych i wklęsłych terenu a nie tylko na wierzchołkach czy też w centralnej części obniżenia. Przy tak zróżnicowanej rzeźbie jaka występuje na badanym obszarze powinno się przeprowadzać pomiary w ciągu godzin nocnych. Wyraźniej widoczny byłby przebieg niektórych zjawisk np. występowanie inwersji temperatury, ocieplający wpływ jezior w porze nocnej.

6.1.2. Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965

Autor: Andrzej MALISZEWSKI

Opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA,
Jerzy BORYCZKA

Cel pracy

Praca ma na celu zbadanie zależności pionowej wymiany turbulencyjnej powietrza od niektórych elementów meteorologicznych i rodzaju podłoża oraz wykazanie, jak wielką rolę odgrywa w klimatologii znajomość procesów związanych z turbulencyjnym ruchem powietrza. Ruch taki warunkuje pionowy rozkład temperatury, wilgotności itp. Wymiana turbulencyjna wszystkich wielkości fizycznych jest tysiąc a nawet dziesiątki tysięcy razy większa od wymiany na drodze molekularnej, czyli na drodze dyfuzji, biorą w niej udział nie oddzielne molekuly, lecz duże objętości powietrza mierzone w cm^3 , m^3 a nawet w dziesiątkach m^3 . Widać więc z tego, że współczynnik określający wielkość wymiany jest bardzo ważnym wskaźnikiem klimatologicznym. Próba określenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła dla północnej części województwa białostockiego da pewien podgląd na kształtowanie się tego procesu w różnych warunkach terenowych, ze względu na to, że stacje były rozmieszczone w terenie o różnym charakterze podłoża, a ogólnie na obszarze o dużej ilości zbiorników wodnych. Porównanie wyników z dwóch lat: 1964 i 1965 da obraz zróżnicowania wynikającego z ich ogólnych warunków pogodowych.

Ocena materiału

Materiał wzięty do opracowania uzyskany został na drodze obserwacji, przeprowadzonych w ramach praktyk studentów pierwszego roku geografii. Stacje Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego znajdowały się w Smolnikach, Sidorach, Kleszczówku, Jeleniewie, Czarnakowiznie, Krzemiance oraz dodatkowo w lipcu 1965 roku w Macharcach i Augustowie. Dwie ostatnie stacje nie były poddane analizie ze względu na brak możliwości porównania obu lat.

Oprócz punktów głównych – baz, zainstalowane były również punkty pomocnicze – podpunkty, różniące się lokalizacją, na których prowadzone były obserwacje temperatur ekstremalnych oraz kierunku i prędkości wiatru. Obserwacje wykonywane były w trzech terminach klimatologicznych przypadających w tym obszarze na godziny: 6.28, 12.28, 20.28.

W lecie 1964 roku w Polsce obowiązywał czas wschodnio-europejski, co spowodowało przesunięcie o godzinę terminów obserwacji. Dla ujednoczenia będziemy używać czasu środkowo-europejskiego. Dla ujednoczenia będziemy używać czasu środkowo-europejskiego z terminami klimatologicznymi podanymi wyżej.

Oprócz terminów standardowych obserwacje były prowadzone w godzinach: 9, 11, 14, 15, 16, 19. Obserwacje te mogły być zawieszane na skutek np. opadu, gdy tymczasem terminowe były wykonywane bez względu na pogodę.

Najbardziej interesujące nas obserwacje temperatur ekstremalnych wykonywane były w czasie obserwacji terminowych. Brak doświadczenia, a może brak sumienności w wykonywaniu pomiarów spowodowały nieliczne błędy, które zostały wyeliminowane

z opracowania. Innym poważnym mankamentem był brak danych wynikający z niedostatecznego wyposażenia w sprzęt, co powodowało przerwy w obserwacjach w wypadku zniszczenia lub uszkodzenia przyrządów.

Inny problem przy omawianiu turbulencji jest zagadnienie wymiany turbulencyjnej dowolnej wielkości fizycznej s . Może być ona określona wzorem

$$S = -A \frac{\partial s}{\partial z}$$

gdzie S – pionowy strumień dowolnej wielkości fizycznej (s) np. ciepła, pary wodnej itp. na jednostkę powierzchni. Jest to ilość tej wielkości fizycznej przenoszona w jednostce czasu przez jednostkę powierzchni, $\frac{\partial s}{\partial z}$ – pionowy gradient tej wielkości,

tj. zmiana s na jednostkę wysokości w pionie i w stronę wartości malejących. A – ogólna dla wszystkich wielkości fizycznych wartość współczynnika turbulencyjnej wymiany zależna od warunków atmosferycznych i od charakteru podłoża.

Dla ciepła wzór ten przyjmuje postać

$$Q = -A c_p \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

gdzie c_p – ciepło właściwe przy danym ciśnieniu, θ – temperatura potencjalna.

Ze wzoru wynika więc, że ciepło przekazywane jest przy wymianie turbulencyjnej w tym kierunku, w którym spada temperatura potencjalna. Przy gradiencie równym 1°C na 100 m (sucho adiabatycznym), temperatura potencjalna pozostaje niezmienna w pionie, tj. $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, znaczy to, że przenoszenia ciepła w kierunku pionowym nie ma

Przy gradiencie mniejszym od sucho-adiabatycznego przenoszenie ciepła skierowane jest w dół.

Pionowy rozkład dobowej amplitudy temperatury

Współczynnik turbulencji K_i można wyznaczyć na podstawie pomiarów dobowej amplitudy temperatury powietrza A_i, A_{i+1} na dwóch poziomach z_i, z_{i+1} :

$$A_{i+1} = A_i e^{-\sqrt{\frac{\pi}{K_i \tau}} (z_{i+1} - z_i)}$$

gdzie $\tau = 86400\text{s}$ (okres dobowych wahań – 24 h).

Po zlogarytmowaniu stronami otrzymuje się wyrażenie ogólne na współczynnik turbulencji K_i w postaci:

$$K_i = 6,86 \cdot 10^{-6} (z_{i+1} - z_i)^2 \log^{-2} \frac{A_i}{A_{i+1}}$$

Pierwsza część wzoru przy przyjętych stałych poziomach, np. w niniejszej pracy 25 i 150 cm, stanowi wielkość stałą, którą można wyliczyć jednorazowo i stosować przy wyznaczaniu współczynnika K_i w całym zakresie zmienności warunków meteorologicznych. Jedynymi zmiennymi w tym wyrażeniu są wielkości A_i i A_{i+1} które to, a właściwie logarytm ich stosunku określają wartość współczynnika turbulencji. Dlatego też

nie będzie pozbawione sensu przeanalizowanie dobowej amplitudy temperatury w powiązaniu z niektórymi elementami klimatycznymi, w ścisłym związku z warunkami lokalnymi (podłoże, pokrycie terenu, rzeźba, itp.).

Badanie związków między dobową amplitudą temperatury a takimi elementami meteorologicznymi, jak wielkość zachmurzenia, prędkość wiatru, wilgotność powietrza, itp. jest dość trudne. Wynika to głównie z faktu, że dobowa amplituda temperatury określona jest przez różnicę między temperaturą maksymalną a temperaturą minimalną, notowanymi w ciągu doby. Natomiast wiatr, zachmurzenie czy inne elementy meteorologiczne są wartościami średnimi wyliczonymi z obserwacji terminowych, bądź z szeregu obserwacji dziennych lub całodobowych (np. cogodzinnych). W naszym przypadku obserwacje wykonywane były w 9 terminach w ciągu dnia, natomiast średnie liczone były z trzech obserwacji terminowych: 6²⁸, 12²⁸, 20²⁸.

Jak wspomniano, dobowa amplituda temperatury jest kształtowana przez temperaturę maksymalną i minimalną. Trzeba również zwrócić uwagę na fakt, że maksimum temperatury występuje w godzinach popołudniowych, zaś minimum we wczesnych godzinach rannych (co można stwierdzić z analizy termogramu). Widzimy więc zatem duże rozbieżności w czasie, a więc całokształt warunków wpływających na temperaturę maksymalną i minimalną może być całkowicie odmienny od zastosowanych w czasie obserwacji terminowych i uśrednionych dla całego dnia. Niemniej jednak przeprowadzenie takiej analizy da pewien pogląd na kształtowanie się amplitudy temperatury w zależności np. od zachmurzenia czy wiatru.

Odczyty termometrów maksymalnych i minimalnych umieszczonych na poziomach 25, 50, 150, 200 cm w 1964 r. i 5, 25, 150, 200 cm w 1965 r., wykonane były w czasie obserwacji terminowych. W dniach o typowym przebiegu temperatury – sinusoidalnym, z jednym maksimum i jednym minimum, temperatura minimalna odczytywana była w czasie pierwszej obserwacji, zaś maksymalna w czasie trzeciej (niekiedy drugiej).

Istnieją również różnice pomiędzy wskazaniami termometrów na poziomach 25, 50, 150 cm, umieszczonych w małych klatkach, a wskazaniami termometrów na poziomie 5 cm umieszczonych na podstawkach bez klatki z osłoniętymi zbiorniczkami oraz na poziomie 200 cm, gdzie termometry umieszczone były w klatce dużej (angielskiej).

Dobowy rozkład amplitudy temperatury w pionie prześlędzony został na sześciu stacjach w lipcu 1964 i 1965 r. Występuje wyraźny spadek amplitudy dobowej wraz z wysokością. Dzień 11 VII jest dniem o najwyższej amplitudzie na poziomie najniższym 25 cm..

Można obecnie zastanowić się nad dwoma problemami: czym uwarunkowane były uzyskane wartości dobowej amplitudy temperatury i jaki czynnik odgrywał główną rolę w danym dniu oraz jakie jest zróżnicowanie dobowej amplitudy temperatury na różnych stacjach. Omówmy najpierw pierwsze zagadnienie.

Żeby określić stopień zależności między dwoma zmiennymi x , y wyznaczono współczynnik korelacji r wyrażony wzorem:

$$r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}$$

oraz proste regresji określone równaniem

$$\Delta y = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r \Delta x$$

i ostatecznie $y = ax + b$

gdzie n – liczba przypadków, x_i i y_i – wartości zmiennych x i y , x_{sr} , y_{sr} – średnie arytmetyczne, σ_x i σ_y – odchylenie średnie kwadratowe (standardowe) obliczone za pomocą wzorów $\Delta x_i = x_i - x_{\text{sr}}$, $\Delta y_i = y_i - y_{\text{sr}}$:

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta x_i \Delta y_i, \quad \sigma_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta^2 x_i, \quad \sigma_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta^2 y_i$$

Zależność funkcyjną, tzw. pełną korelację, otrzymuje się w przypadku osiągnięcia przez współczynnik r wartości -1 lub +1. Obrazem graficznym takiej korelacji będą dwie proste pokrywające się. Przy prostych prostopadłych korelacja nie istnieje. Różny stopień zależności określa wartość współczynnika mogącego zmieniać się w granicach od -1 do +1.

Zbadajmy w oparciu o tę metodę zależności pomiędzy dobowymi amplitudami temperatury na poziomie 25 cm a średnim zachmurzeniem na wymienionych stacjach w lipcu 1964 r.

Na podstawie zestawienia wyznaczonych współczynników według wzoru dla zmiennych, x – dobowy amplituda temperatury na poziomie 25 cm i y – średnie zachmurzenie, można stwierdzić znaczną zależność między tymi elementami oraz pewnej różnicowanie. (tab.1).

Tabela 1. Równania prostych regresji dobowej amplitudy temperatury na poziomie 25 cm (y) a średnim zachmurzeniem (x) na stacjach uniwersyteckich w lipcu 1964, r – współczynnik korelacji

	$y = ax + b$	r
Krzemianka	$y = 12,56 - 0,49x$	-0,56
Sidory	$y = 11,15 - 0,38x$	-0,55
Smolniki	$y = 9,48 - 0,28x$	-0,45
Jeleniewo	$y = 10,92 - 0,36x$	-0,59
Kleszczówek	$y = 9,47 - 0,17x$	-0,36
Czarnakowizna	$y = 10,86 - 0,40x$	-0,55

Różnice pomiędzy poszczególnymi stacjami wynikają przede wszystkim z różnic w charakterze podłoża. Każdy rodzaj gruntu posiada inne właściwości fizyczne. Chodzi tutaj głównie o pojemność cieplną, przewodnictwo cieplne, wilgotność, itp. Zależność między średnim zachmurzeniem a dobową amplitudą temperatury charakteryzują proste regresji.

Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła i jego zależność od niektórych elementów meteorologicznych

Jak już wspomniano poprzednio, znajomość wielkości turbulencyjnej wymiany ciepła odgrywa bardzo ważną rolę w klimatologii. Trudności związane z obliczeniem współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła K_t zostały przedstawione przy omawianiu dobowej amplitudy temperatury. Wartości jego wyznaczono z wzoru:

$$K_t = 6,86 \cdot 10^{-6} (z_{i+1} - z_i)^2 \log^{-2} \frac{A_i}{A_{i+1}}$$

Wielkościami zmiennymi w tym wzorze są wartości dobowej amplitudy temperatury na poziomach 25 i 150 cm. W przyziemnej warstwie powietrza przeważnie stosunek

$$\frac{A_{25}}{A_{150}} > 1.$$

Jeżeli $\frac{A_{25}}{A_{150}} = 1$, to współczynnik turbulencyjnej wymiany ciepła jest nieskończenie duży.

Ze względu na to, że we wzorze na K_i jedyną wielkością zmienną jest stosunek amplitudy A_{25} do A_{150} , dla ułatwienia obliczeń sporządzono robocze tablice dla przedziału zmienności stosunku $\frac{A_{25}}{A_{150}}$ od 1,001 do 1,260 (tab. 3).

Określono wartości współczynnika dla warstw 25-150, 25-200, 5-25, 5-150 i 5-200 cm. Najistotniejszą była warstwa 25-150 cm, ponieważ w obydwu latach oba poziomy powtarzały się na bazach i podpunktach.

W celu znalezienia zależności między K_i a niektórymi elementami klimatologicznymi takimi, jak średnie zachmurzenie czy średnia prędkość wiatru najwygodniej jest operować stosunkiem $\frac{A_{25}}{A_{150}}$. Można wiązać go z tymi elementami w układzie współrzędnych prostokątnych, współczynnik K_i natomiast – w układzie logarytmicznym. Nie popełnia się oczywiście w tym przypadku błędu, ponieważ wielkość współczynnika K_i jest kształtowana przez ten stosunek.

Wpływ wielkości zachmurzenia² oraz jego rodzaju na dobową amplitudę temperatury został omówiony w poprzednich rozdziałach. O istnieniu takiego wpływu świadczyć może współczynnik korelacji między dobową amplitudą temperatury na poziomie 25 cm a średnim zachmurzeniem, obliczony dla stacji UW. Ponieważ wielkość tego współczynnika wskazuje na znaczną zależność między tymi wielkościami, celowe jest znalezienie współczynnika korelacji pomiędzy stosunkiem $\frac{A_{25}}{A_{150}}$, a średnim zachmurzeniem, obliczonym przykładowo dla jednej ze stacji.

W wyznaczonym współczynniku korelacji zwraca również uwagę znak „+”, który wskazuje, że wzrost jednego składnika powoduje wzrost drugiego.

Wzrost stosunku $\frac{A_{25}}{A_{150}}$, tj. różnicy między dobową amplitudą temperatury na poziomach 25 i 150 cm powoduje zmniejszanie się wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła. Można więc stwierdzić, że wzrost zachmurzenia powoduje osłabienie ruchu turbulencyjnego. Cienka przyziemna warstwa powietrza zachowuje cechy ruchu laminarnego. Prawdopodobnie składowa pionowa turbulencyjnego ruchu powietrza nad szczytem góry Krzemieniucha w warstwie 150 cm była niewielka, powodując tym samym znaczne zróżnicowanie pionowe temperatury.

Ponieważ wykres ilustrujący przebieg miesięczny stosunku $\frac{A_{25}}{A_{150}}$ na poszczególnych stacjach nie odda w pełni zróżnicowania wynikającego z charakteru podłoża, posłużymy się średnim stosunkiem, wyliczonym ze średnich wartości dobowej amplitudy

temperatury na poziomie 25 i 150 cm tylko z tych dni, kiedy stosunek $\frac{A_{25}}{A_{150}} > 1$.

W tabeli tej zestawione również wartości współczynnika K_i . Zróznicowanie wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła nie jest zbyt duże w porównaniu z różnicami w stosunku $\frac{A_{25}}{A_{150}}$. Dlatego też łatwiej jest szukać prawidłowości w zróznicowaniu

przestrzennym tego stosunku. W podobny sposób jak w przypadku lipca 1964 r., zestawiono wartości średniego stosunku amplitud dla lipca 1965 r..

Zróznicowanie przestrzenne tego stosunku w 1964 roku wynikające z odmiennych warunków terenowych nie znajdują potwierdzenia w 1965 roku. Spowodowane to było ogólnymi warunkami pogodowymi w analizowanych latach. W lipcu 1964 r., który był dość pogodny z małą ilością opadów, najmniejszy stosunek $\frac{A_{25}}{A_{150}}$ posiadała Czarniakowizna,

świadczy to o dużej wymianie turbulencyjnej, spowodowanej warunkami terenowymi (tab. 2)

Tabela 2. Średnie wartości stosunku amplitud temperatury na poziomie 25 i 150 cm oraz współczynnika K_i [cm^2/s] na stacjach uniwersyteckich (lipiec 1964 i 1965 r.)

	Lipiec 1964		Lipiec 1965	
	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i
Krzemianka	1,172	20	1,177	20
Sidory	1,163	20	1,170	20
Smolniki	1,137	30	1,106	50
Jeleniewo	1,179	20	1,111	20
Kleszczówek	1,194	20	1,189	20
Czarniakowizna	1,107	50	1,165	20

Niejednorodny teren (bliskość jeziora Osowa), o różnych właściwościach termicznych, stwarzał warunki rozwoju intensywnych prądów konwekcyjnych, a więc prądów mających bardzo duży udział w pionowej wymianie ciepła.

W lipcu 1965 roku obserwowano odmienny rozkład przestrzenny współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła. Spowodowane to było odmiennymi warunkami pogodowymi w tym okresie. Największa wartość współczynnika K_i wystąpiła w Smolnikach. Na podstawie zestawionych wartości K_i można powiedzieć ogólnie, że średnia wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zarówno w jednym jak i w drugim roku nie przekraczają $50 \text{ cm}^2/\text{s}$, co świadczy o stosunkowo małej wymianie ciepła na drodze turbulencji. Wymieszanie powietrza było więc niewielkie.

Wnioski

Wpływ zachmurzenia na dobową amplitudę temperatury dostrzegalny jest zarówno w przebiegu miesięcznym jak i rozkładzie pionowym. Wzrost zachmurzenia powoduje zmniejszenie wartości amplitudy na wszystkich poziomach. W rozkładzie pionowym widać wyraźnie mniejsze zróznicowanie dobowej amplitudy temperatury tzn. krzywa rozkładu jest mniej stroma.

Daje się zauważyć również wpływ prędkości wiatru na dobową amplitudę temperatury. Wzrost prędkości powoduje zwiększenie mieszania powietrza, a co za tym idzie, zróżnicowanie pionowej dobowej amplitudy temperatury jest mniejsze.

Zależność między zachmurzeniem czy średnią prędkością wiatru a dobową amplitudą temperatury najłatwiej jest znaleźć w oparciu o przebieg miesięczny jej wartości oraz wykorzystując metodę matematyczną tzw. metodę korelacji. Współczynnik korelacji ściśle określa wielkość tej zależności.

Środowisko geograficzne oddziałuje na dobową amplitudę temperatury w znacznym stopniu. W miesięcznej serii obserwacyjnej oddziaływanie to jest trudne do uchwycenia. Jedynie w przypadkach wyraźnych różnic terenowych między poszczególnymi stacjami, można zaobserwować zmiany wartości dobowej amplitudy temperatury.

Wielkość współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zależy od wielkości stosunku amplitud z dwóch dowolnie wybranych poziomów (np. w tej pracy z poziomów 25 i 150 cm). Dlatego też w oparciu o poprzednie wnioski można stwierdzić, że zarówno zachmurzenie jak i prędkość wiatru wpływają na wielkość turbulencyjnej wymiany ciepła. Wzrost zachmurzenia i prędkości wiatru zwiększa wymianę ciepła na drodze mieszania warstw powietrza.

Wielkość współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła waha się w przebiegu miesięcznym w bardzo dużych granicach: od kilkunastu tysięcy do kilkudziesięciu cm^2/s .

Wnioski te muszą być traktowane jako próba, ponieważ krótka seria obserwacji, a więc mała ilość materiału statystycznego, nie pozwala na ściśle określenie stopnia zależności dobowej amplitudy temperatury bądź współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła od niektórych elementów meteorologicznych.

Tabela 3. Tablice umożliwiające wyznaczenie współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła K_i na podstawie wartości stosunku amplitud A_{25} i A_{150}

$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i	$\frac{A_{25}}{A_{150}}$	K_i
1,016	2250	1,031	610	1,046	280	1,07	120	1,22	10
1,017	2010	1,032	570	1,047	270	1,08	100	1,23	10
1,018	1810	1,033	540	1,048	260	1,09	80	1,24	10
1,019	1590	1,034	510	1,049	250	1,10	60	1,25	10
1,020	1450	1,035	480	1,050	240	1,11	50	1,26	10
1,021	1320	1,036	450	1,051	230	1,12	40	1,27	10
1,022	1190	1,037	430	1,052	220	1,13	40		
1,023	1090	1,038	410	1,053	210	1,14	30		
1,024	1010	1,039	390	1,054	210	1,15	30		
1,025	940	1,04	370	1,055	200	1,16	20		
1,026	870	1,041	350	1,056	190	1,17	20		
1,027	800	1,042	330	1,057	180	1,18	20		
1,028	740	1,043	320	1,058	180	1,19	20		
1,029	700	1,044	310	1,059	170	1,20	20		
1,03	650	1,045	290	1,060	170	1,21	20		

Więcej wyników badań pionowej turbulencyjnej wymiany ciepła w przyziemnej warstwie atmosfery zawierają publikacje J. Boryczki (1964 a, 1964 b):

Boryczka J., 1964 a, *Próba wyznaczenia klimatycznego wskaźnika turbulencyjnego na podstawie temperatur ekstremalnych w przyziemnej warstwie atmosfery*, Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 1, s. 70-103.

Boryczka J., 1964 b, *Zależność klimatycznego wskaźnika turbulencyjnego od wysokości przy różnym stopniu zachmurzenia*, Przegląd Geofizyczny, t. IX, z. 3-4, s. 216-226.

6.1.3. Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Rominckiej

Autor: Zofia ŁOZIŃSKA

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Cel pracy

Celem pracy jest zbadanie roli siedliska leśnego w kształtowaniu klimatu lokalnego lasów Puszczy Rominckiej, jak również dokładne poznanie prawidłowości rządzących warunkami termiczno-wilgotnościowymi w tym kompleksie leśnym. Dodatkowy cel stanowi również zweryfikowanie poznanych wcześniej prawidłowości oraz zgłębienie roli, jak odgrywa w kształtowaniu klimatu lasu charakter drzewostanu, jego skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron drzew.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski dokonanego przez J. Kondrackiego (2000) Puszcza Romincka jest mezoregionem Pojezierza Litewskiego. Ogólną charakterystykę warunków klimatycznych obszaru Puszczy Rominckiej przedstawiono na podstawie danych z piętnastolecia 1951-1965 zawartych w Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. IV (Stopa-Boryczka i in., 1986). Jest on administrowany przez Nadleśnictwo Gołdap oraz objęty ochroną w ramach Parku Krajobrazowego Puszczy Rominckiej.

Opisywany region jest najdalej na północ wysuniętym kompleksem leśnym w Polsce. Jest to bezpośrednią przyczyną większej różnicy czasu trwania dnia i nocy niż w środkowej i południowej Polsce. Również dopływ energii słonecznej jest mniejszy, co wpływa na niższe wartości temperatury powietrza. Ogólny, typowy w całej Polsce, kierunek zmian temperatury powietrza (zimą spadek z zachodu na wschód, w lecie z południa na północ) sprawia, że omawiany region jest najchłodniejszym – po terenach górskich – obszarem kraju (Stopa-Boryczka i in., 1986).

Materiał badawczy

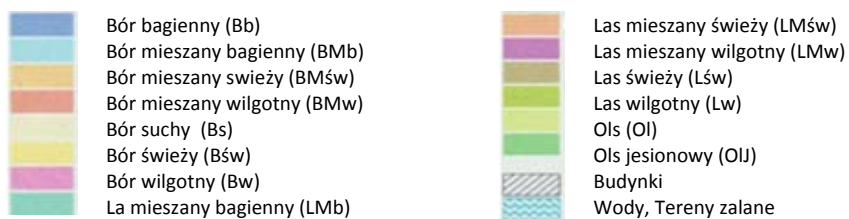
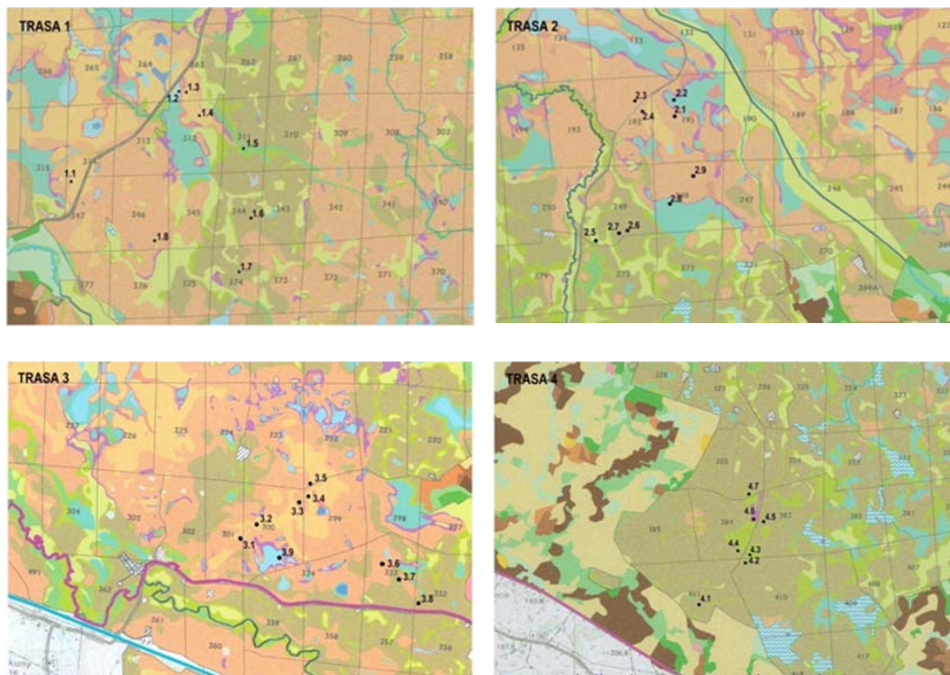
Terenem badań marszrutowych prowadzonych od kwietnia do października 2007 roku był obszar polskiej części Puszczy Rominckiej.

Wyznaczono cztery trasy obejmujące łącznie 37 stanowisk. Dokonano pomiarów temperatury powietrza przy pomocy psychrometru Assmana, następnie z tablic psychrometrycznych odczytano charakterystyki wilgotności powietrza. Pomiary wykonywane były na wysokości 0,25 m i 1,5 m nad poziomem gruntu, w godzinach rannych (między godz. 7⁰⁰ i 9³⁰) lub wieczornych (między godz. 17⁰⁰ i 20⁰⁰).

Na obszarze tym poprowadzono cztery trasy marszrut, obejmujące od siedmiu do dziewięciu punktów – łącznie trzydzieści trzy punkty na trasach marszrut oraz cztery punkty bazowe (rys. 1). Trasy dobrane zostały tak, aby mogły reprezentować cały obszar Puszczy Rominckiej. Udział punktów pomiarowych reprezentujących poszczególne typy siedliskowe lasu jest w przybliżeniu odzwierciedleniem powierzchni zajmowanych przez te typy siedliskowe lasu w Nadleśnictwie Gołdap.



Rys.1. Przybliżona lokalizacja tras marszrut pomiarowych w Puszczy Rominckiej



Rys. 2. Lokalizacja punktów pomiarowych



Punkt 4.6 (trasa 4) położony w siedlisku Lśw



Punkt 2.2 (trasa 2) położony w siedlisku LMb



Punkt 4.6 (trasa 4) położony w siedlisku Lśw



Punkt 2.2 (trasa 2) położony w siedlisku LMb

Rys. 3. Przykłady punktów pomiarowych w siedliskach leśnych

Trasa 1. Pętla trasy pierwszej ma długość ok. 3 km, punkt pierwszy jest odległy od punktu bazowego o niecały kilometr. Większość trasy położona jest po prawej stronie drogi Gołdap-Żytkiejmy. Jest to najbardziej urozmaicona pod względem typów siedliskowych lasu trasa – punkty zlokalizowane są aż w pięciu różnych typach.

Trasa 2. Trasa druga ma długość ok. 3,5 km i obejmuje dziewięć punktów. Brak wśród nich siedlisk borowych.

Trasa 3. Jest to najdłuższa trasa, ma ok. 5 km i składa się z dziewięciu punktów pomiarowych oraz punktu bazowego. Są to głównie siedliska świeże na glebach rdza-

wych lub brunatnych, tylko jedno jest bagiennie – na glebie torfowej torfowisk przejściowych.

Trasa 4. Trasa czwarta najbardziej odróżnia się od pozostałych, a przy tym jest mało zróżnicowana. Są to głównie siedliska lasowe, świeże lub wilgotne, o wykształconych na podłożu gliniastym glebach brunatnych lub opadowo-glejowych.

Tabela 1. Przykłady lokalizacji punktów pomiarowych w siedliskach leśnych

Siedlisko leśne		Punkt	Siedlisko leśne		Punkt
Bór mieszany bagienny	BMb	3.9	Las świeży	Lśw	4.6
Bór mieszany świeży	BMśw	3.2	Las wilgotny	Lw	4.3
Las mieszany wilgotny	LMb	2.2	Ols	OI	2.5
Las mieszany świeży	LMśw	1.1	Ols jesionowy	OIJ	1.5

Metody badań i opracowywania danych

W badaniach zastosowano metodę hierarchicznej analizy skupień służącą grupowaniu obiektów w coraz to większe zbiory, przy czym im większy poziom grupowania tym mniejsze podobieństwo między obiektami w grupie. Za miarę podobieństwa – różnicy między obiektami – posłużył kwadrat odległości euklidesowej będący w miarę bezpośrednim sposobem obliczenia różnicy między obiektami. Zastosowano metodę Warda zmierzającą do minimalizacji sumy kwadratów odchyień dowolnych dwóch skupień. Efektem całego procesu grupowania jest drzewo hierarchiczne – dendrogram.

Wygenerowano dendrogramy oddzielnie w odniesieniu do każdej trasy, ponieważ jedynym wnioskiem płynącym z analizy pierwszych dendrogramów, obejmujących wszystkie punkty pomiarowe, była znaczna odrębność tras.

W odniesieniu do każdej trasy wykonano dendrogramy biorąc pod uwagę: wszystkie cechy łącznie: temperaturę powietrza i wilgotność względną na poziomach 0,25 i 1,5 m w terminie porannym i wieczornym.

Do sporządzenia wykresów wykorzystano wyłącznie pełne serie pomiarowe. Do szczegółowej analizy posłużyły zestandaryzowane wyniki pomiarów ze wszystkich serii pomiarowych. Dokumentacja obejmuje również wyniki pomiarów w poszczególnych punktach.

Przykładowo na rys. 4a- 9b przedstawiono dendrogramy podobieństwa zmian temperatury powietrza w siedliskach leśnych na poziomach 0,25 m i 1,5 m (trasa 1, trasa 2, trasa 3 i trasa 4).

Najważniejsze wyniki pracy

Celem pracy było określenie roli typu siedliskowego lasu w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasów Puszczy Rominckiej. Jednocześnie zanalizowano znaczenie takich czynników jak skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron piętra głównego drzewostanu. Badania prowadzono w ciepłej połowie roku 2007 w 37 stanowiskach pomiarowych. Wyniki w większości przypadków potwierdziły znane wcześniej prawidłowości.

Znaczne oddalenie od siebie tras marszrutowych, różnice w czasie wykonywanych pomiarów, jak też zróżnicowany wpływ czynników kształtujących klimat lokalny nie pozwoliły na rozpatrywanie warunków termiczno-wilgotnościowych w punktach wszystkich czterech tras jednocześnie. Po szczegółowej analizie poszczególnych tras można jednak wyciągnąć ogólne wnioski, odnoszące się do wszystkich stanowisk pomiarowych.

Podobieństwo termiczno-wilgotnościowe punktów w dużej mierze spowodowane było ich bliskim położeniem, a tym samym krótkim odstępem pomiędzy pomiarami. Widoczne to było zwłaszcza przy ogólnej analizie podobieństw biorącej pod uwagę wszystkie zmierzone parametry.

Często zdarzało się też, że punktami o najbardziej podobnych warunkach termicznych lub wilgotnościowych były kolejne punkty na trasie.

W przypadku trasy 4 najistotniejszym czynnikiem różniącym punkty było podłoże. Tylko w punkcie 4.1 było ono piaszczyste, w pozostałych gliniaste. Było to przyczyną bardzo silnej odrębności tego punktu od pozostałych, zwłaszcza w przypadku wilgotności względnej powietrza (nawet 50%) oraz temperatury powietrza zmierzonej rano (nawet powyżej 3°C). Takie samo podłoże pozostałych punktów trasy 4 przyczyniło się do niewielkich różnic warunków termiczno-wilgotnościowych między nimi.

Wyróżniającymi się punktami były te położone w terenie otwartym lub na polanie. Zarówno w punkcie położonym w terenie otwartym 1.8, jak i na polanie 2.7 zmierzono w większości przypadków najwyższą temperaturę powietrza rano, najniższą wieczorem, najniższe wartości wilgotności względnej powietrza rano i najwyższe wieczorem. Było to wynikiem braku przeszkód opóźniających poranne nagrzewanie i wieczorne wychładzanie się powietrza na obu wysokościach pomiarowych.

Punkt położony w terenie otwartym 3.6 zaznacza się dużą odrębnością warunków termicznych – zarówno rano, jak i wieczorem było to jedno z cieplejszych miejsc trasy. Pod względem warunków wilgotnościowych punkt ten nie wyróżniał się na tle trasy 3.

Podobne warunki termiczne i wilgotnościowe jak w terenie otwartym lub na polanie panują w młodnikach na wysokości 1,5 m. Punkt 1.4 położony w młodniku świerkowym podobny jest do terenu otwartego 1.8, punkt 2.9 (również młodnik świerkowy) podobny jest do polany 2.7.

Istotną rolę w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych w lesie odgrywa skład gatunkowy drzewostanu, a zwłaszcza rozróżnienie na drzewostan iglasty i liściasty. W drzewostanach liściastych zazwyczaj panuje wyższa temperatura niż w iglastych, a najzimniejszym zbiorowiskiem są świerczyny.

Reguła ta sprawdza się również w wynikach niniejszej pracy. Rano temperatura powietrza w położonych w iglastych drzewostanach 2.3 i 2.4 była jedną z niższych na trasie. W punktach 3.2, 3.3 i 3.4 zlokalizowanych w drzewostanach iglastych temperatura zmierzona wieczorem była niższa niż w punktach 3.7 i 3.8, zlokalizowanych w drzewostanach liściastych. W jedynym punkcie trasy 4 położonym w drzewostanie iglastym – 4.6 – zmierzono jedne z niższych wartości temperatury powietrza na trasie.

Różnica w wilgotności powietrza między punktami 1.5 i 1.2, położonymi w siedliskach bagiennych, może również wynikać z różnicy w składzie gatunkowym drzewostanów. Z punktów 2.2, 2.5 i 2.8, położonych w siedliskach bagiennych, wyróżnia się nieco 2.8, w którym w przeciwieństwie do 2.2 i 2.5 dominują świerki.

W wynikach pomiarów wilgotności względnej najwyraźniej uwidacznia się podobieństwo punktów położonych na siedliskach o podobnej wilgotności. Najczęściej podobieństwo to widać w wynikach wilgotności zmierzonej rano na wysokości 0,25 m.

Na trasie 1 podobne warunki wilgotnościowe w pomiarach porannych wykazują punkty położone w siedliskach bagiennych – 1.2 i 1.5. Na wysokości 0,25 m podobne są do siebie pod względem wilgotności punkty leżące w siedlisku boru mieszanego świeżego – 1.3 i 1.4. W wynikach wieczornych pomiarów wilgotności nie widać związku z typem siedliskowym lasu punktów trasy 1.

W siedliskach bagiennych trasy 2 (2.2, 2.5 i 2.8) na wysokości 1,5 m panowała niska temperatura, na wysokości 0,25 m i duża wilgotność. W punktach 2.3 i 2.4, położonych

w siedlisku lasu mieszanego świeżego, zmierzono rano podobne wartości wilgotności względnej powietrza.

Pomiary poranne temperatury na trasie 4 ukazały podobieństwo termiczne punktów 4.2, 4.3 i 4.7, położonych w siedliskach wilgotnych. W przypadku pomiarów wilgotności na wysokości 0,25 m w punktach tych zmierzono jedne z wyższych wartości wilgotności względnej, na 1,5 m wartości te były jednymi z mniejszych lub przeciętnymi.

W rozkładzie podobieństw punktów trasy 3 nie widać roli typu siedliskowego lasu w kształtowaniu warunków wilgotnościowych.

Temperatura zmierzona rano w drzewostanach liściastych jest wyższa na siedliskach świeżych (punkt 1.6) niż na bagiennych (punkt 1.5). Temperatura w drzewostanach świerkowych na siedliskach borowych (1.2, 1.3) jest niższa niż w drzewostanie świerkowym na siedlisku lasowym (1.7).

Duże znaczenie w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasu ma jego pionowa budowa. Występowanie dodatkowych pięter roślinności, takich jak drugie piętro drzewostanu głównego, podrost i podszyt, najczęściej opóźnia poranne nagrzewanie się dna lasu, jak też jego wieczorne wychładzanie się. Dodatkowe piętra drzewostanu zmniejszają dobowe wahania temperatury powietrza w lesie, mają też wpływ na wilgotność powietrza. Podobną rolę jak dodatkowe piętra drzewostanu pełni stopień zwarcia koron – im pełniejsze zwarcie koron, tym większa izolacja wnętrza lasu od warunków panujących na zewnątrz. Młode drzewa liściaste mają słabo rozwinięte korony, dlatego nawet ich pełne zwarcie nie izoluje wnętrza lasu tak, jak gęste korony młodników świerkowych.

W pomiarach porannych temperatury powietrza najmniejsze wartości na trasie 3 zmierzono w punktach, w których dodatkowe piętra roślinności odgrywały istotną rolę – 3.1, 3.2 i 3.3. W tych samych punktach zmierzono wieczorem wysokie wartości wilgotności względnej.

Na trasie 2 w porannych pomiarach wilgotności względnej podobne warunki do panujących na polanie (2.7) występowały w punkcie 2.1, w którym dostęp promieni słonecznych do dna lasu nie był utrudniony, bowiem zwarcie koron starego już drzewostanu było przerywane.

Pełne zwarcie koron w punkcie 4.5 miało wpływ na niską temperaturę zmierzoną rano w tym punkcie. Przeciwnieństwem był punkt 4.4, w którym zwarcie koron drzewostanu było przerywane. Zmierzono w nim rano jedne z wyższych wartości temperatury powietrza na obu wysokościach pomiarowych. Równie wysokie wartości temperatury powietrza zmierzono rano na wysokości 1,5 m w punkcie 4.7, w którym korony drzew miały zwarcie luźne.

W siedliskach bagiennych trasy 2 (2.2, 2.5 i 2.8) na wysokości 1,5 m panowały niska temperatura, na wysokości 0,25 m duża wilgotność. W punktach 2.3 i 2.4, położonych w siedlisku lasu mieszanego świeżego, zmierzono rano podobne wartości wilgotności względnej powietrza.

Pomiary poranne temperatury na trasie 4 ukazały podobieństwo termiczne punktów 4.2, 4.3 i 4.7, położonych w siedliskach wilgotnych. W przypadku pomiarów wilgotności na wysokości 0,25 m w punktach tych zmierzono jedne z wyższych wartości wilgotności względnej, na 1,5 m wartości te były jednymi z mniejszych lub przeciętnymi.

W rozkładzie podobieństw punktów trasy 3 nie widać roli typu siedliskowego lasu w kształtowaniu warunków wilgotnościowych.

Temperatura zmierzona rano w drzewostanach liściastych jest wyższa na siedliskach świeżych (punkt 1.6) niż na bagiennych (punkt 1.5). Temperatura w drzewostanach

świerkowych na siedliskach borowych (1.2, 1.3) jest niższa niż w drzewostanie świerkowym na siedlisku lasowym (1.7).

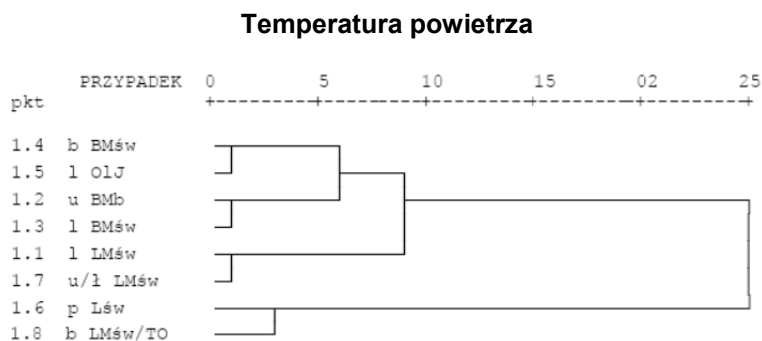
Duże znaczenie w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasu ma jego pionowa budowa. Występowanie dodatkowych pięter roślinności, takich jak drugie piętro drzewostanu głównego, podrost i podszyt, najczęściej opóźnia poranne nagrzewanie się dna lasu, jak też jego wieczorne wychładzanie się. Dodatkowe piętra drzewostanu zmniejszają dobowe wahania temperatury powietrza w lesie, mają też wpływ na wilgotność powietrza. Podobną rolę jak dodatkowe piętra drzewostanu pełni stopień zwarcia koron – im pełniejsze zwarcie koron, tym większa izolacja wnętrza lasu od warunków panujących na zewnątrz. Młode drzewa liściaste mają słabo rozwinięte korony, dlatego nawet ich pełne zwarcie nie izoluje wnętrza lasu tak, jak gęste korony młodników świerkowych.

W pomiarach porannych temperatury powietrza najmniejsze wartości na trasie 3 zmierzono w punktach, w których dodatkowe piętra roślinności odgrywały istotną rolę – 3.1, 3.2 i 3.3. W tych samych punktach zmierzono wieczorem wysokie wartości wilgotności względnej.

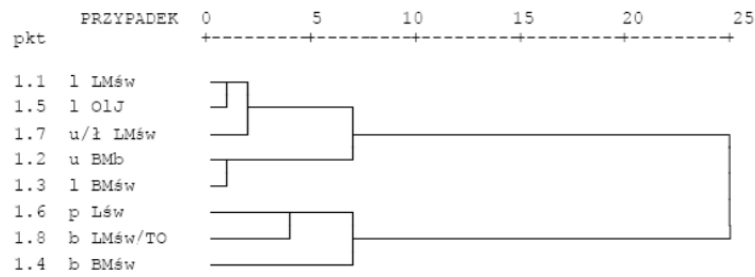
Na trasie 2 w porannych pomiarach wilgotności względnej podobne warunki do panujących na polanie (2.7) występowały w punkcie 2.1, w którym dostęp promieni słonecznych do dna lasu nie był utrudniony, bowiem zwarcie koron starego już drzewostanu było przerywane.

Pełne zwarcie koron w punkcie 4.5 miało wpływ na niską temperaturę zmierzoną rano w tym punkcie. Przeciwnieństwem był punkt 4.4, w którym zwarcie koron drzewostanu było przerywane. Zmierzono w nim rano jedne z wyższych wartości temperatury powietrza na obu wysokościach pomiarowych. Równie wysokie wartości temperatury powietrza zmierzono rano na wysokości 1,5 m w punkcie 4.7, w którym korony drzew miały zwarcie luźne.

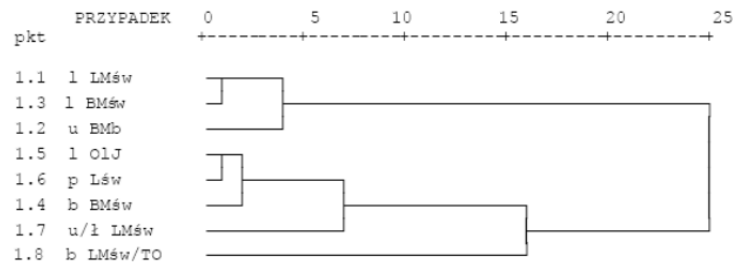
Dokładniejsze poznanie specyfiki klimatu lasu wymaga użycia nowoczesnej aparatury oraz przeprowadzenia wielu całodobowych serii pomiarowych na różnych wysokościach w profilu pionowym drzewostanu. Puszcza Romincka, ze względu na mało widoczną w niej ingerencję człowieka oraz duże zróżnicowanie zbiorowisk leśnych, jest bardzo dobrym obiektem takich badań.



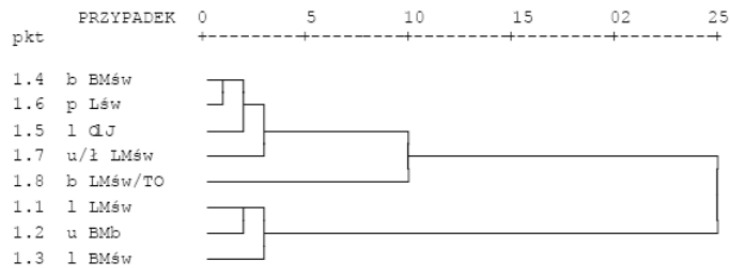
Rys. 4a. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem temperatury powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 0,25 m (Zwarcie drzewostanu: b – brak, l – luźne, p – przerywane, u – umiarkowane, ł – pełne)



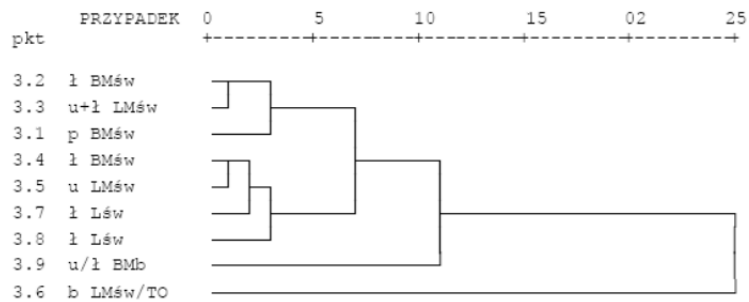
Rys. 4b. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 1,50 m



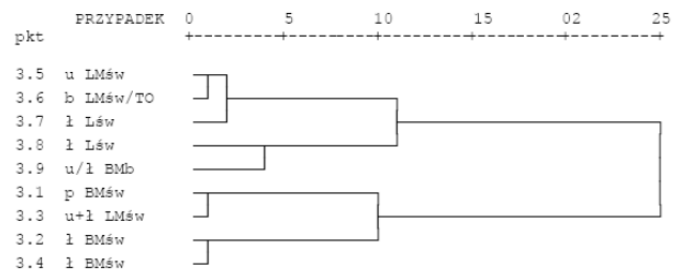
Rys. 5a. Podobieństwo punktów (trasa1) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 0,2 5 m



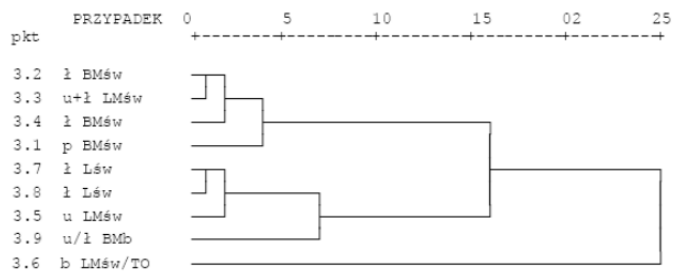
Rys. 5b. Podobieństwo punktów (trasa1) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 1,50 m



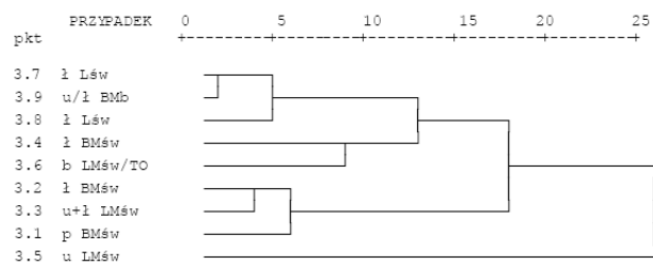
Rys. 6a. Podobieństwo punktów (trasa 3) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 0,2 5 m



Rys. 6b. Podobieństwo punktów (trasa 3) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 1,50 m

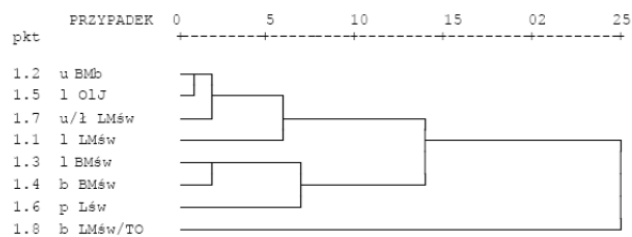


Rys. 7a. Podobieństwo punktów (trasa 3) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 0,25 m

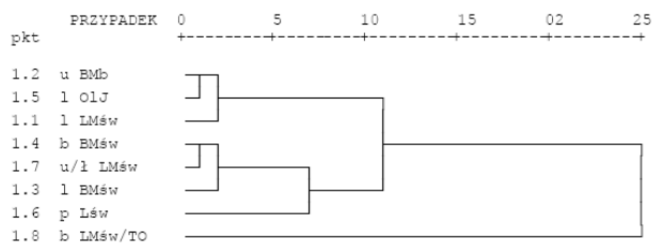


Rys. 7b. Podobieństwo punktów (trasa 3) pod względem tempera tury powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 1,50 m

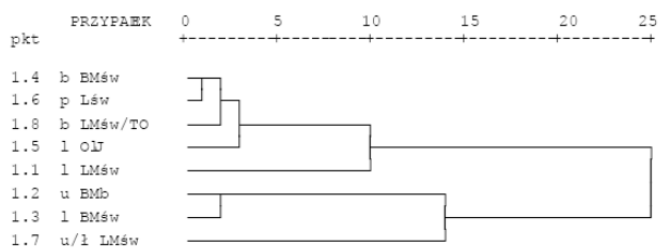
Wilgotność względna powietrza



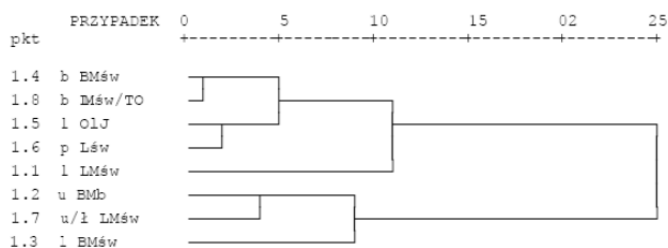
Rys. 8a. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem wilgotności względnej powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 0,25 m



Rys. 8b. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem wilgotności względnej powietrza w czasie pomiarów porannych na wysokości 1,50 m



Rys. 9a. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem wilgotności względnej powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 0,25 m



Rys. 9b. Podobieństwo punktów (trasa 1) pod względem wilgotności względnej powietrza w czasie pomiarów wieczornych na wysokości 1,50 m

6.1.4. Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy

Autor: Robert HADAM

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

Cel pracy

Praca jest częścią pierwszych badań nad warunkami klimatycznymi Wigierskiego Parku Narodowego, zapoczątkowanych przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w 1997 roku. Praca ta stanowi rozwinięcie tych badań w skali szczegółowej i dotyczy głównie warunków termicznych i wilgotnościowych siedlisk leśnych położonych w centralnej części parku, jaką stanowi dolina rzeki Czarnej Hańczy.

Podstawowym problemem jest określenie wpływu lasu na temperaturę i wilgotność powietrza. Zróżnicowanie kompleksów leśnych na terenie Wigierskiego Parku Narodowego determinuje wiele różnic w obiegu ciepła i wody, tworząc różnorodność mikroklimatów. O odrębności tych złożonych siedlisk decydują często bardzo małe zmiany w podłożu, runie, czy też w budowie samych drzew, co stanowiło podstawę w ocenie wyboru stosownych miejsc do przeprowadzenia pomiarów.

Metody i przyrządy pomiarowe

Główny materiał badawczy stanowią dane temperatury i wilgotności względnej powietrza, zebrane w latach 1997-2000, w opisanych siedliskach Doliny Czarnej Hańczy. Dane te uzyskano na drodze pomiarów wykonanych techniką marszrutową, za pomocą ręcznego termohigrometru cyfrowego, na wysokości 1,50 m nad poziomem gruntu. Jest to bardzo czuły, elektroniczny rejestrator, który mierzy wartości temperatury powietrza z dokładnością dziesiątej części °C, a wilgotność względną – 1%.

Obserwacje realizowano w wybrane dni miesiący letnich, podczas pogody insolacyjno-radiacyjnej, kształtowanej przez wyżowe układy baryczne i przy zachmurzeniu nie przekraczającym 2 (w skali 10-stopniowej). Pora wykonywania pomiarów oraz typ pogody wówczas występujący były czynnikami niezbędnymi dla uzyskania znaczących rezultatów w zakresie oddziaływania różnych rodzajów podłoża. Wymienione czynniki zapewniały najefektywniejsze nagrzanie terenu, zwiększając maksymalnie rolę oddziaływania różnych powierzchni czynnych w bilansie wymiany energetycznej.

Szlaki marszrutowe tworzyły łącznie trzy profile poprzeczne Doliny, przecinające najbardziej charakterystyczne i zróżnicowane siedliska florystyczne. Większość serii przeprowadzono w czasie nieprzekraczającym półtorej godziny, od momentu startu do chwili zamknięcia pomiaru w bazie.

Pierwsze serie pomiarowe wykonano 20 i 21 sierpnia 1997, w trzech terminach dobowych: o godzinie 4 nad ranem, 13 i 1 w nocy. Rytm tych pomiarów pozwolił na analizę własności termiczno-wilgotnościowych poszczególnych siedlisk podczas optymalnego nagrzania i wychłodzenia, w ciągu doby.

Kolejne serie pochodzą z 23 i 24 lipca 1998, które wykonano o godzinie 8 rano. Badania objęły większą liczbę siedlisk, w skład których uwzględniono wszystkie ubiegłoroczne.

Pomiary z 28 i 29 lipca 1999 zrealizowano odpowiednio o godzinie 18 wieczorem i 8 rano. Dokonano wówczas ostatecznej selekcji siedlisk do analizy i ich precyzyjnego opisanie.

Ostatniej penetracji terenu dokonano 13 czerwca 2000 o godzinie 18 wieczorem, uzupełniając dane z najtrudniej dostępnego terenu i sporządzając dokumentację fotograficzną poszczególnych siedlisk.

Dane dotyczące zbiorowisk roślinnych w Dolinie Czarnej Hańczy zostały zaczerpnięte z „Mapy Roślinności Rzeczywistej Wigierskiego Parku Narodowego” w skali 1:10000, wykonanej pod kierunkiem J. Solona i P. Śleszyńskiego (1997) na podstawie materiałów Wojewódzkiego Biura Urządzeń Leśnych i Geodezji Leśnej w Suwałkach (mapy w skali 1:5000) oraz opracowania florystycznego. Powyższa mapa, w interpretacji barwnej Autora, stanowi załącznik niniejszej pracy oraz podkład do prezentacji poszczególnych profili marszutowych.

Ważniejsze wyniki badań, tj. pomiarów temperatury powietrza i wilgotności względnej przedstawiono za pomocą tabel 1-17 i rys. 1-6.

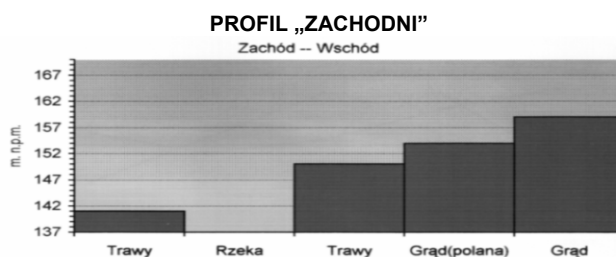
Profile marszutowe

Trasy marszutowe w Dolinie Czarnej Hańczy ukazują detale topograficzne i pokrycie terenu, w którym pomierzone zostały elementy meteorologiczne: temperatura i wilgotność względna powietrza. Przegląd obejmuje rys rzeźby obszaru oraz wstępną analizę prawidłowości przebiegu temperatury i wilgotności w poszczególnych siedliskach, w określonych porach doby.

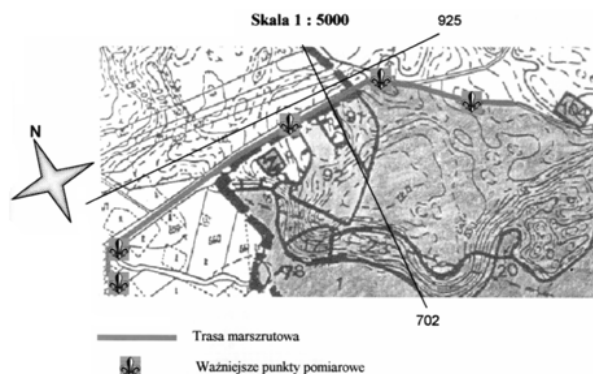
Marszrutę przeprowadzono zasadniczo trzema drogami, tworzącymi poprzeczne profile doliny rzecznej o łącznej długości około 2,5 km. Dwa profile mają przebieg zbliżony do południkowego, jeden zbliżony do równoleżnikowego i sytuują się w różnych odległościach od Jeziora Wigry. Ten element stwarza możliwość przeanalizowania potencjalnej roli jeziora jako lokalnego czynnika klimatotwórczego.

Ze względu na swoje położenie, profile marszutowe podzielono umownie na: „zachodni”, „środkowy” i „wschodni”. Cechą, wszystkich szlaków jest występowanie na nich bardzo niewielkich deniwelacji, które nie przekraczają kilkunastu metrów. Czynnikiem ten ogranicza do minimum rolę rzeźby w modyfikowaniu lokalnych warunków klimatycznych. Topografia terenu ma jedynie niewielkie znaczenie przy nagrzewaniu słabo wyeksponowanego na południe stoku, tworzącego północne ramię doliny. Wpływ ten uwidacznia się w zasadzie w godzinach popołudniowych relatywnie nieznacznie zwiększonymi wartościami temperatury, w siedliskach porastających ten stok.

Poszczególne szlaki marszutowe różnią się stopniem złożoności warunków siedliskowych. **Profil „zachodni”** ukazuje jedynie ogólne zróżnicowanie między terenem otwartym, a najbardziej typowym dla badanego obszaru, mocno przekształconym zbiorowiskiem grądowym (*Tilio-Carpinetum calmagrostietosum*). Profil „środkowy” tworzy natomiast najbardziej złożony przegląd krajobrazowy i jemu została poświęcona szczególna uwaga badawcza. Profil „wschodni” przecina ujściowy odcinek Czarnej Hańczy do Jeziora Wigry i stanowi uzupełnienie w repertuarze siedlisk florystycznych.



Rys. 1. Schematyczny układ pokrycia terenu na profilu „zachodnim”



Rys. 2. Fragment „Mapy roślinności rzeczywistej WPN” z trasą marszrutową

Tabela 1. Pomiar marszrutowy na profilu „zachodnim” 20 VIII 1997 godz. 4 i 13 CWE

	Teren otwarty	Rzeka	Teren otwarty	Grąd subk. (polanka)	Grąd subkon.
	4 ⁰⁰				
Temperatura	6,7	5,9	6,4	7,6	8,4
Wilg. względna.	94	96	98	98	95
	13 ⁰⁰				
Temperatura	25,1	24,5	25,4	23,9	23,2
Wilg. względna.	35	37	36	42	46

Tabela 2. Pomiar marszrutowy na profilu „zachodnim” 21 VIII 1997 o godz. 1 CWE

	Teren otwarty	Rzeka	Teren otwarty	Grąd subk. (polanka)	Grąd subkon.
Temperatura	9	8,5	9,5	10,7	11,7
Wilg. względna.	90	92	86	90	79

Przebieg temperatury i wilgotności względnej powietrza w różnych porach doby na analizowanym profilu dobrze określa specyfikę tych elementów meteorologicznych na dwóch zasadniczo różnych terenach.

Najchłodniejszym obszarem otwartym w skrajnych porach doby jest rzeka, która mimo braku osłony drzew nagrzewa się wolno ze względu na swoje podłoże i utrzymuje relatywnie wysoką wilgotność powietrza. Bliskość wilgotnego lasu, w połączeniu z dużym wychłodzeniem sprawia, iż odsłonięty teren na wschód od rzeki ma większą wilgotność powietrza tuż nad ranem.

Kontrasty las-teren otwarty są dużo wyraźniejsze, szczególnie w najcieplejszej porze doby (wczesne popołudnie) oraz najchłodniejszej (nad ranem). W godzinach największej dobowej aktywności słonecznej najniższa temperatura i najwyższa wilgotność powietrza panuje w przestrzeni leśnej, natomiast pora świtu przedstawia sytuację odwrotną.

Różnice las-teren otwarty są, tym mniej zarysowane, im bardziej przerzedzony jest drzewostan.

Tabela 3. Pomiar marszrutowy na profilu „zachodnim” 28 VII 1999 o godz. 18 CWE

	Teren otwarty	Rzeka	Teren otwarty	Grąd subk. (polanka)	Grąd subkon.
Temperatura	22,9	22,2	22,5	22,8	21,2
Wilg. względna.	39	50	45	41	55

Tabela 4. Pomiar marszutowy na profilu „zachodnim” 29 VII 1999 o godz. 8 CWE

	Teren otwarty	Rzeka	Teren otwarty	Grąd subk. (polanka)	Grąd subkon
Temperatura	19,5	18,3	16,7	17,5	16,6
Wilg. względna.	65	67	77	74	80

Analiza sytuacji w innych wybranych porach doby jest również ciekawym źródłem informacji o charakterze mikroklimatycznym terenu. Ocenie poddano charakterystyki termiczno-wilgotnościowe z pory późno popołudniowej, kiedy teren jest pod wpływem długotrwałego nagrzewania oraz porannej ukazującej tempo „reakcji” różnych przestrzeni na początkowe działanie energii słonecznej.

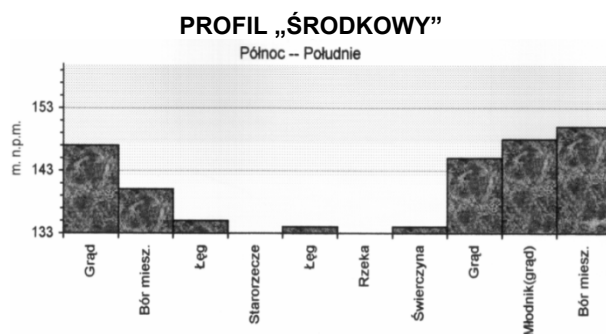
Polanka leśna jest terenem najbardziej nagrzany, natomiast powietrze nad rzeką jest znacznie chłodniejsze. W wyżej wymienionej porze doby szczególnie silnie uwiadcza się wpływ zwartego lasu na różnice temperatury poszczególnych przestrzeni. Grąd po całonocnym oddziaływaniu słońca jest znacznie mniej nagrzany niż obszar niezadrzewiony.

Interesujące jest tempo nagrzewania się różnych środowisk (godz. 8⁰⁰) po nocnym wychłodzeniu. Początkowe operowanie promieni słonecznych jest najbardziej stymulujące dla powierzchni niezadrzewionych, które zyskują wyraźną przewagę w wartościach temperatury nad formacją leśną. Wyjątek stanowi teren otwarty na wschód od rzeki będący w bliskim sąsiedztwie lasu i pod wpływem rzucanego przezeń cienia.

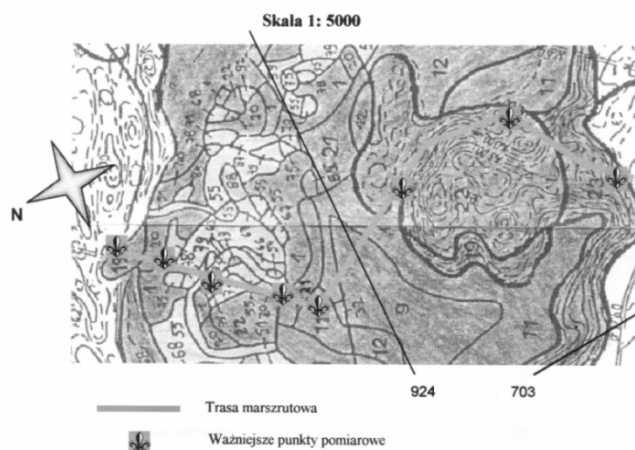
Przebieg wilgotności względnej powietrza we wszystkich przypadkach jest typowym odbiciem przebiegu temperatury (wzrost temperatury pociąga za sobą, spadek wilgotności i odwrotnie).

Środkowy odcinek Doliny Czarnej Hańczy w WPN dostarcza szczególnie ciekawych informacji na temat mikroklimatycznego zróżnicowania wielu środowisk naturalnych, z których każdy charakteryzuje się specyficzną odrębnością.

Profil „środkowy” pozwala dokonać przeglądu najbardziej kontrastujących siedlisk pod względem fizjonomii, co odgrywa kluczową rolę w wynikach pomiarów.

**Rys. 3.** Schematyczny układ pokrycia terenu na profilu „środkowym”

Największe skrajności dotyczą zasadniczo dwóch zbiorowisk: borealnej świerczyny, której niezwykle cienisty charakter decyduje o najniższych wartościach temperatury w ciągu dnia oraz wielkiej, podmokłej polany będącej polem dla największych dobowych wahań temperatury i wilgotności.



Rys. 4. Fragment „Mapy roślinności rzeczywistej WPN” z trasą marszrutową

Stosunkowo rzadko występujący w WPN grąd typowy jest przykładem siedliska, które dzięki dużym zdolnościom ewapotranspiracyjnym jest w stanie wychłodzić się bardziej w ciągu dnia, niż relatywnie bardziej odizolowana od słońca cienista świerczyna. Ten sam grąd, dzięki obfitej i zasobnej w wodę biomase utrzymuje przez całą, dobę największą wilgotność powietrza.

Rola ewapotranspiracji w procesie wychładzania jest wyraźnie widoczna na przykładzie dwóch polan leśnych, z których większe straty ciepła nocą wykazuje ta obficie zarośnięta podszycem, będąc jednocześnie relatywnie wilgotniejszą.

Tabela 5. Pomiar marszrutowy na profilu „środkowym” 20 VIII 1997 godz. 4 i 13 CWE, T - temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%)

	4 ⁰⁰		13 ⁰⁰	
	T	f	T	f
Grąd młodnik	5,6	94	23,3	38
Grąd	6,6	90	23,3	38
Bór mieszany	5,8	87	24,3	40
Łęg , jesion- olsz	5,2	87	23,4	39
Starorzecze	4,1	88	25,1	40
Rzeka	4,4	94	23,5	42
Świerczyna	4,8	93	22,1	43
Grąd (polana)	3,4	91	22,3	48
Grąd typowy	4,1	94	21,7	50

Każde siedlisko jest w różnym stopniu odizolowane od bezpośrednich promieni słonecznych, każde z nich ma również różne zasoby wody w podłożu i porastających je roślinach. Zapasy wodne podłoża i biomasy odgrywają, istotną, rolę w kształtowaniu wilgotności względnej danego ekosystemu, będąc dodatkowym czynnikiem regulującym ten element klimatu. Świadectwem, iż nie tylko zmiany temperatury determinują wielkość wilgotności powietrza, są siedliska typowo grądowe, w których obfitość roślin zapewnia regularne dostawy wilgoci do atmosfery o każdej porze doby. Dowodem na to są inne proporcje temperatury i wilgotności w relacji do pozostałych przestrzeni na profilu „środkowym”. Podobną właściwość mają lasy łęgowe, których wilgotne podłoże

jest poważnym źródłem pary wodnej dla atmosfery, zaś zmiany wilgotności względnej są, mniej stymulowane zmianami temperatury, niż w przypadku innych siedlisk.

Tabela 6. Pomiar marszrutowy na profilu „środkowym”
21 VIII 1997 godz. 1 CWE

	<i>T</i>	<i>f.</i>
Grąd (młodnik)	9	88
Grąd	11	83
Bór mieszany	9,7	83
Łęg , jesion- olsz	9,1	86
Starorzecze	7,6	96
Rzeka(Łęg)	8,1	95
Świerczyna	8,6	99
Grąd (polana)	6,1	91
Grąd typowy	7,4	98

Tabela 7. Pomiar marszrutowy na profilu „środkowym” 28 VII 1999 godz. 18
CWE i 29 VII 1999 godz. 8 CWE

	21 VIII 1997 godz. 1 CWE		29 VII 1999 godz. 8 CWE	
	<i>T</i>	<i>f.</i>	<i>T</i>	<i>f.</i>
Bór miesz.	22,8	42	15,7	74
Łęg (polanka)	20,4	60	15,4	77
Starorzecze	20,3	55	17,2	72
Łęg , jesion- olsz	20,7	53	18,2	63
Rzeka Łęg	20,5	55	16,5	73
Świerczyna	20,9	58	16,4	69
Świercz. Leszcz.	20,3	56	15,7	85
Grąd mokry	20,4	67	14	85
Grąd	21,8	45	16,5	74
Grąd (polana)	23,5	40	17,3	73
Bór miesz.	21,8	41	16,6	69

Znaczenie podłoża w kształtowaniu analizowanych elementów klimatu dobrze ilustrują przykłady z godziny 18 i 8, z dodatkowo wybranymi i sprecyzowanymi siedliskami. Stosunkowo suchy (świeży) grunt boru mieszanego sprzyja dobremu nagraniu tego rodzaju lasu, jednocześnie wpływając na niewielką, wilgotność względną powietrza. Powierzchnie wilgotne i podtopione, niezależnie od występowania drzew, są relatywnie chłodne po całonocnym nagrzewaniu.

Nawet niewielkie fragmenty podłoża znajdujące się bezpośrednio nad horyzontem wodonośnym są w stanie drastycznie zmienić warunki termiczne zalegającego nad nim powietrza. Najlepszą ilustracją tego zjawiska jest wykryty fragment grądu z płatem niezwykle błotnistego gruntu. Obszar ten zaledwie w promieniu kilku metrów wykazuje obniżone wartości temperatury, w stosunku do reszty tego samego siedliska, rzędu dwóch-trzech °C. Większe różnice występują w chłodniejszych porach doby.

W godzinach porannych najcieplejszym obszarem jest świetlisty łęg jesionowo-olszowy, który nocą nie uległ znacznemu wychłodzeniu. Najwilgotniejsze siedliska w tym czasie odpowiadają tradycyjnie tym najchłodniejszym, z tym, że duża wilgotność względna potrafi utrzymywać się w ekosystemach relatywnie ciepłych.

Największe zróżnicowanie proporcji między temperaturą, a wilgotnością występują pomiędzy dwoma świerczynami o różnym podszycie. Typowa cienista świerczyna bez krzewów, przy niskiej temperaturze wykazuje stosunkowo niewielką wilgotność

względna. Tymczasem sąsiednia świerczyna, wzbogacona dość licznymi kępami leszczyn, jest znacznie bardziej wilgotna przy niewiele niższej temperaturze.

Profil „wschodni” – to trasa marszrutowa o najbardziej wilgotnych zbiorowiskach leśnych na badanym obszarze. O charakterze tego terenu decyduje jego położenie w ujściowej części rzeki, tworzącej stosunkowo rozległe i podmokłe dno.

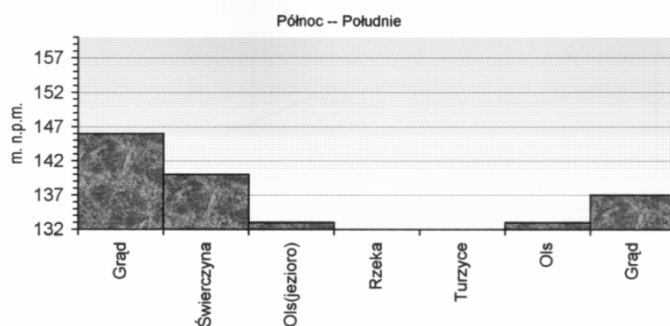
Bliskość pierwszego horyzontu wodonośnego jest sprzyjającym warunkiem dla rozwoju lasów olszowych, które w tej części Doliny zdominowały krajobraz i stanowi, główne tło obserwacji terenowych.

Wyniesione partie terenu zajmują lasy łąkowe o charakterze typowym i przekształconym. Stok w północnej części dolinki opiany został przez ekosystem świerkowy z podrostami dębowymi, stwarzając tym samym większe możliwości penetracji gruntu dla promieni słonecznych, niż typowo cienista odmiana tego lasu.

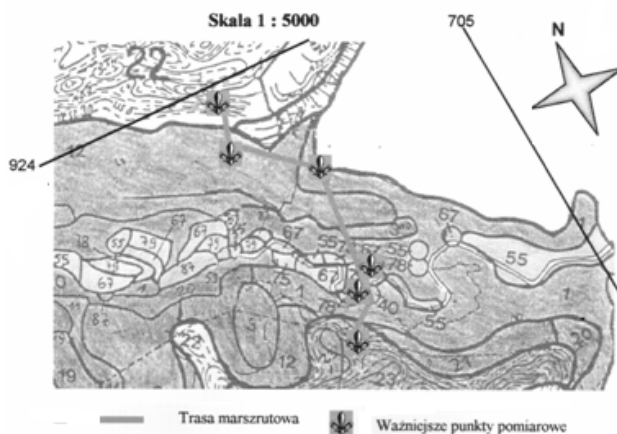
Północna część Doliny porośnięta łąką sosnową i dębą świerczyną jest bardziej nagrzana w ciągu dnia, o czym decyduje zarówno niewielka ekspozycja stoku na południowy wschód, jak i struktura drzewostanu i niższych pięter roślinnych.

Sytuacja pozostałych siedlisk jest bardziej wzajemnie zróżnicowana, w zależności od pory doby. Najbardziej wychłodzony nad ranem jest nadrzeczny ols, lecz różnice o tej porze są minimalne. Większe kontrasty niesie pora wczesno popołudniowa. Wówczas najmniej nagrzany pozostaje gęsty i wilgotny łąkowy.

PROFIL „WSCHODNI”



Rys. 5. Schematyczny układ pokrycia terenu na profilu „wschodnim”



Rys. 6. Fragment „Mapy roślinności rzeczywistej WPN” z trasą marszrutową

Dużą dynamiką w ciągu doby charakteryzują się cechy wilgotnościowe poszczególnych ekosystemów. Zdecydowanie najbardziej wilgotnym siedliskiem jest grąd typowy, zawdzięczający wysokie wartości wilgotności względnej przede wszystkim obfitym zasobom wodnym swojej bujnej biomasy roślinnej. W porze dziennej relatywnie wysoką wilgotnością cechują się olsy.

Tabela 8. Pomiar marszrutowy na profilu „wschodnim” 20 VIII 1997 o godz. 4 i 13CWE

	Grąd	Świerczyna	Ols/Jezioro	Ols/Rzeka	Ols	Grąd typowy
	Godz. 4 ⁰⁰					
<i>f</i>	8,6	7	6,7	5,6	5,8	5,9
<i>T</i>	91	87	90	89	89	91
	13 ⁰⁰					
<i>f</i>	23,8	22,6	21,6	21,7	21,4	20,3
<i>T</i>	41	42	49	52	49	52

Tabela 9. Pomiar marszrutowy na profilu „wschodnim” 21 VIII 1997 o godz. 1 CWE 59

	Grąd	Świerczyna	Ols/Jezioro	Ols/Rzeka	Ols	Grąd typowy
<i>f</i>	12,4	11,2	10,4	9,9	8,9	9,5
<i>T</i>	84	87	91	86	92	98

Tabela 10. Pomiary marszrutowy na profilu „wschodnim” 13 VI 2000 o godz. 18 CWE

	Grąd	Świerczyna	Ols/Jezioro	Ols	Ols/Rzeka	Turzyce	Grąd typowy
<i>f</i>	24	24,2	23	23,5	24,2	24,7	25,2
<i>T</i>	53	53	57	57	54	51	54

Tabela 11. Pomiar marszrutowy na profilu „wschodnim” 24 VII 1998 o godz. 8 CWE

	Grąd	Świerczyna	Ols/Jezioro	Ols	Ols/Rzeka	Turzyce	Grąd typowy
<i>f</i>	21,5	21,3	21,4	21,1	20,8	21,4	21,3
<i>T</i>	91	90	89	96	92	94	95

Największe zróżnicowanie wilgotności pomiędzy zbiorowiskami tej części Doliny występuje w skrajnych godzinach (tj. o 1 i 13), najmniejsze obserwuje się nad ranem.

Analizując własności termiczne terenu położonego bezpośrednio nad jeziorem należy uwzględnić, iż sama zatoka jest otwarta w kierunku wschodnim, co czyni jej wody uprzywilejowane solarnie w godzinach porannych. Znajduje to wyraz w stosunkowo wysokiej temperaturze w tym czasie, podczas gdy przez resztę dnia otoczenie to jest relatywnie chłodniejsze, szczególnie późnym popołudniem, kiedy niskie położenie słońca nad horyzontem daje mniej ciepła przybrzeżnej strefie - zasłoniętej zwartą ścianą lasu.

Ogólnie środowisko ujściowego odcinka Doliny wykazuje najmniejsze kontrasty termiczne w rytmie dobowym oraz pomiędzy poszczególnymi ekosystemami na tle innych fragmentów badawczych. Bezpośrednią przyczyną takiego stanu jest bez wątpienia generalnie bardzo wilgotny charakter całego środowiska ze szczególnym uwzględnieniem podłoża i przypowierzchniowej warstwy powietrza utrudniających szybkie nagrzewanie się i oddawanie ciepła.

Całość stanowi ciekawe porównanie z obszarami znajdującymi się w większym oddaleniu od jeziora, co zaprezentowały obrazy kolejnych profili marszrutowych.

Tabela 12. Przebieg temperatury w lesie zwartym i na polanach śródleśnych

	Godz. 4 ⁰⁰	Godz. 13 ⁰⁰	Godz. 1 ⁰⁰
Grąd typowy	5,9	20,3	9,5
Zarośnięta polana	3,4	22,3	6,1
Podmokła polana	4,1	25,1	7,6

Powyższy przykład ma na celu ukazanie roli podłoża i wielkości florystycznego wypełnienia przestrzeni na dobowy przebieg temperatury.

Najbardziej charakterystycznym fizjonomicznie siedliskiem jest tutaj zarastające starorzecze tworzące olbrzymią leśną polanę z mokrym lub okresowo podtopionym gruntem. Brak naturalnej osłony w postaci drzew i pokrycie gruntu jedynie trawami sprzyja silnemu nagrzewaniu tego terenu w ciągu dnia. Charakter polan pozwala na tworzenie się nocą zastoisk chłodnego powietrza w ich obrębie, co w raz silnym nocnym wypromieniowaniem z podłoża sprawia, iż tereny te o tej porze są najchłodniejsze na tle zalesionych przestrzeni. Prawidłowość ta znajduje potwierdzenie na przykładzie starorzecza.

Bardziej wychłodzoną w porze nocnej jest jednak relatywnie mniejsza polana pośród grądu, którą pokrywają obfite podrosty drzew i liczne krzewy budujące obfity podszyt. Ta cecha jest najprawdopodobniej przyczyną silniejszego oddawania ciepła po zachodzie słońca na drodze ewapotranspiracji, co w połączeniu ze wpływem chłodnego powietrza w obniżeniu decyduje o niższych wartościach temperatury.

Stanowiący tło typowy grąd subkontynentalny (*Tilio-Carpinetum typicum*) jest lasem o dość zwartym drzewostanie i niezwykle bujnym podszyciu i runie. Cechy te determinują występowanie znacznie mniejszych dobowych wahań temperatury.

Tabela 13. Przebieg temperatury nad rzeką w różnym jej otoczeniu

	Godz. 4 ⁰⁰	Godz. 13 ⁰⁰	Godz. 1 ⁰⁰
Rzeka/ter. otw.	5,9	24,5	8,5
Rzeka/łęg j.-o.	4,4	23,5	8,1
Rzeka/ols	5,6	21,7	9,9

Wąskie nadrzeczne korytarze przestrzenne zostały wyodrębnione ze względu na szczególny typ podłoża, jakim jest wolna powierzchnia wodna.

O zróżnicowaniu takiej przestrzeni decyduje bezpośrednio jej otoczenie oddziałujące swoim zespołem cech. Powyżej zaprezentowano zróżnicowanie odcinków rzeki w odmiennym sąsiedztwie.

Największe podobieństwo w dobowym przebiegu temperatury wykazuje powietrze w otoczeniu łęgu i olsu. Bardziej zwarty drzewostan olsu decyduje o słabszym nagrzaniu nadrzecznej przestrzeni w ciągu dnia, która ogólnie wykazuje najmniejszą dobową amplitudę temperatury.

Nocne wychładzanie nad rzeką nie jest tak intensywne, jak nad suchym gruntem i dlatego przestrzeń nadrzeczna nieotoczona lasem jest cieplejsza również w nocy.

Tabela 14. Przebieg temperatury w siedliskach o różnym podłożu

	Godz. 4 ⁰⁰	Godz. 13 ⁰⁰	Godz. 1 ⁰⁰
Grąd typowy	6,6	23,3	11
Bór miesz.	5,8	24,3	9,7
Łęg jes.-ols.	5,2	23,4	9,1

Fundamentem zróżnicowania wyżej prezentowanych kompleksów leśnych jest odmienne podłoże i zdolności ewapotranspiracyjne.

Na tle grądu przedstawiono subkontynentalny bór mieszany (*SerratuloPinetum*) i łąg jesionowo-olszowy (*Circaeo-Alnetum typicum*). Stosunkowo ubogie runo i świeży charakter podłoża decyduje o raczej dobrym nagrzewaniu się boru mieszanego oraz jego większym wychładzaniu w porównaniu z grądem. Amplituda dobowa temperatury w borze mieszanym jest relatywnie większa. Duże zdolności ewapotranspiracyjne siedliska łągowego sprawiają, iż las ten jest nocą bardziej podatny na wychładzanie od pozostałych zbiorowisk. Grąd subkontynentalny dzięki relatywnie bogatemu podszytowi i runie wykazuje najmniejsze wahania dobowe temperatury powietrza.

Tabela 15. Temperatura powietrza w różnych odmianach lasu świerkowego, 8⁰⁰

	Cienista świerczyna	Cien. św. z leszczyną	Świerczyna z dębami
°C	16,0	15,4	18,7

Podawana jako wielokrotny przykład skrajnie odizolowanego kompleksu cienista świerczyna wykazuje istotne zróżnicowanie fizjonomiczne dla kształtowania się lokalnych warunków klimatycznych.

Typowa borealna świerczyna na torfie (*Sphagno girgensohnii-Piceetum typicum*) jest zdecydowanie najchłodniejszym siedliskiem w ciągu doby. Sukcesja roślinna niektórych gatunków budujących piętro podszytu leśnego jest jednak zdolna wpłynąć na pogłębienie tych kontrastów.

Występowanie kęp leszczynowych w obrębie tego samego siedliska uwidacznia się istnieniem niższych wartości temperatury w stosunku do świerczyny pozbawionej tego podszytu. Prawdopodobną przyczyną tego zjawiska jest zwiększona zdolność ewapotranspiracyjna takiego ekosystemu wpływająca na zwiększone oddawanie ciepła do otoczenia.

Znacznie bardziej zróżnicowaną wersją lasu świerkowego jest wariant z podrostami dębowymi (wariant z *Athyrium filix-femina*) prezentowany wielokrotnie jako przykład przeobrażenia przestrzeni leśnej. Przestrzeń wytworzona wokół młodych dębików sprzyja lepszemu napromieniowaniu i nagrzaniu takiego siedliska jako całości, co znajduje swój wyraz w wyrazie zwiększonych wartościach temperatury tego środowiska.

Tabela 16. Temperatura powietrza w siedliskach leśnych o różnych zasobach wodnych, 18⁰⁰

	Grąd	Grąd typowy	Ols porzeczkowy
°C	24,0	25,2	23,5

Kolejne zestawienie ilustruje, jak ogólna wilgotność danego ekosystemu wpływa na temperaturę powietrza w ich obrębie.

Znacznie chłodniejszy ols porzeczkowy (*Ribo-nigri Alnetum typicum*) wykazuje większe zdolności ewapotranspiracyjne i proces wychładzania jest tutaj wyraźniejszy.

Tabela 17. Przebieg wilgotności powietrza w skrajnie izolowanych siedliskach, w lesie zwartym i na polanach śródleśnych

	4 ⁰⁰	13 ⁰⁰	1 ⁰⁰		4 ⁰⁰	13 ⁰⁰	1 ⁰⁰
Grąd	95	46	79	Grąd typowy	91	52	98
Świerczyna	93	43	96	Zarośnięta polana	91	48	91
Teren otw.	94	35	90	Podmokła polana	88	40	96

Podsumowanie i wnioski

Z przeprowadzonych pomiarów. temperatury i wilgotności względnej powietrza atmosferycznego w zróżnicowanych siedliskach florystycznych Doliny Czarnej Hańczy, wynikają wnioski:

- rzeźba terenu wpływa na przebieg elementów klimatu, poprzez kształtowanie stosunków wodnych w gruncie (zagłębienia mają lepszy dostęp do pierwszego horyzontu wodonośnego, wysoczyzny mają grunt bardziej suchy),
- zróżnicowaniu temperatury powietrza w Dolinie Czarnej Hańczy decyduje zawartość drzewostanu tutejszych zbiorowisk leśnych, szczególnie w strefie koron oraz charakter podłoża (zwarte korony i wilgotne podłoże sprzyjają obniżeniu temperatury powietrza),
- największe kontrasty termiczne w rytmie dobowym występują pomiędzy lasem świerkowym (chłodnym całą dobę) a terenem otwartym i polanami śródleśnymi (duże dobowe wahania temperatury),
- gwałtowne zwiększenie wilgotności podłoża w obrębie tego samego siedliska przyczynia się do wysokich spadków temperatury powietrza w tym siedlisku,
- dobowe wahania temperatury powietrza są tym większe, niż uboższe jest runo i podszyt danego zbiorowiska (patrz porównanie grąd-bór mieszany),
- wilgotność powietrza jest ogólnie determinowana wartościami temperatury w poszczególnych siedliskach, jednak wiele zbiorowisk uzależnia wielkość wilgotności powietrza i jej rytm dobowy w dużym stopniu od zasobów wodnych i zdolności ewapotranspiracyjnych biomasy roślinnej.

Charakter mikroklimatu Doliny Czarnej Hańczy w Wigierskim Parku Narodowym nadają, dominujące typy kompleksów leśnych: tj. przekształcony grąd subkontynentalny (*Tilio-Carpineum calmagrostietosum*) porastający głównie wysoczyzny oraz olsy i lasy świerkowe różnej odmiany występujące głównie w dnie Doliny. Są to przestrzenie w większości dobrze zacienione, stosunkowo chłodne i charakteryzujące się małymi dobowymi wahaniami temperatury. Zarówno niewielkie wartości temperatury powietrza, jak i duże zasoby wodne tych siedlisk decydują o wilgotnym charakterze tutejszego mikroklimatu.

Osobnym problemem przyrodniczym Doliny Czarnej Hańczy jest wpływ Jeziora Wigry na elementy klimatu. Wyniki pomiarów w tych samych terminach ukazują dość wyraźne zmniejszenie dobowych amplitud temperatury powietrza i dużą wilgotność względną w strefie bezpośrednio sąsiadującej z jeziorem. W porze szczytowego oddziaływania słońca obserwuje się mniejsze nagrzanie obszarów środkowego odcinka Doliny, a ujęściowego jeszcze mniejsze.

6.2. Pojezierze Mazurskie

6.2.1. Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniardwy

Autor: Bohdan MIERZWIŃSKI

Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Elementem krajobrazu charakterystycznym dla terenów młodoglacjalnych są jeziora i inne zbiorniki wodne. Modyfikują one klimat otaczających je obszarów lądowych poprzez między innymi temperaturę i wilgotność powietrza, kierunek i prędkość wiatru oraz zachmurzenie.

Celem pracy jest ocena ilościowego i jakościowego wpływu zbiornika wodnego na termiczne warunki odczuwalne. Badania prowadzono nad jeziorem Śniardwy, podczas upalnego lata w lipcu 1963 roku.

Dane wykorzystane w pracy pochodzą z serii pomiarów meteorologicznych przeprowadzonych podczas badań zorganizowanych przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego w lipcu 1963 roku.

Warunki odczuwalne określono na podstawie wskaźników temperatury ekwiwalentnej i efektywnej, których skala odczuwalności termicznej według M. Baranowskiej została wyznaczona dla obszaru Polski Północno-Wschodniej w miesiącu letnim.

Temperatura ekwiwalentna (T_e) jest to temperatura, jaką uzyskaloby powietrze, gdyby cała zawarta w nim para wodna uległa skropleniu, a całe ciepło kondensacji ogrzałoby to powietrze o ΔT :

$$T_e = T + \Delta t$$

T – temperatura powietrza, ΔT – ekwiwalentny przyrost temperatury.

Sposób wyznaczania temperatury ekwiwalentnej przedstawiony powyżej zaproponował W. Bezold. Prostsza postać tego wskaźnika przedstawił Prött:

$$T_e = T + 2e$$

T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), e – ciśnienie pary wodnej (mm Hg).

Temperatura ekwiwalentna stosowana jest w meteorologii synoptycznej oraz w bioklimatologii np. do wyznaczania granic parności w pomieszczeniach zamkniętych lub terenach otwartych, podczas ciszy lub niewielkich prędkości wiatru.

Temperatura efektywna to charakterystyka odczuwalności cieplnej zależna od temperatury i wilgotności względnej powietrza oraz prędkości wiatru. Jej wartość jest równa temperaturze powietrza przy wilgotności względnej 100% i bezruchu powietrza (tylko w dodatniej temperaturze powietrza). Wyznaczamy ją ze skomplikowanych wzorów, ale częściej odczytujemy z nomogramów. Wzór na obliczanie temperatury efektywnej TE według Missenarda ma postać:

$$TE = T - 0,48 (T - 10,0)(1 - 0,01 f)$$

gdzie $v \leq 0,2$ m/s, a przy $v > 0,2$ m/s:

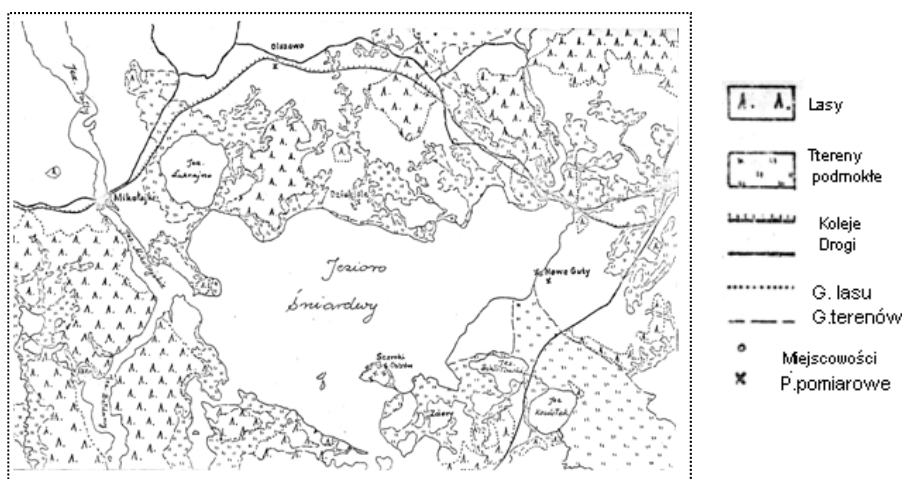
$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014f + (1,76 + 1,4v^{0,75})^{-1}] - 0,29T(1 - 0,01f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s).

Temperatura efektywna znalazła zastosowanie w badaniach bioklimatycznych i jej wielką zaletą jest uwzględnienie ochładzającej roli ruchu powietrza, czego nie brały pod uwagę wskaźniki termiczno-wilgotnościowe. Pewnym brakiem *TE* jest nieuwzględnienie wpływu promieniowania słonecznego na stan równowagi termicznej człowieka. Ten element z kolei bierze pod uwagę temperatura radiacyjno-efektywna.

Seria obserwacji meteorologicznych w lipcu 1963 roku została wykonana w ramach trzyletniego cyklu badań w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich. Pomiary przeprowadzili studenci i pracownicy Katedry Klimatologii pod kierownictwem prof. W. Okołowicza. Zebrane materiały pozwoliły określić warunki klimatyczne tej Krainy i wpływ zbiorników wodnych na klimat ich otoczenia.

Do analizy wybrano serie pomiarowe z punktów zlokalizowanych wokół jeziora Śniardwy. Pięć z nich zlokalizowano na wyspie Szeroki Ostrów (dodatkowy szósty – był potrzebny tylko do obliczenia wybranych charakterystyk klimatycznych) (dwa we wsi Nowe Guty, po jednym we wsi Dziubiele i Olszewo (rys. 1).



Rys. 1. Szkic sytuacyjny okolic jeziora Śniardwy

Obserwacje we wszystkich punktach prowadzono w dziewięciu terminach: 7³⁴, 10⁰⁰, 12⁰⁰, 13³⁴, 15⁰⁰, 16⁰⁰, 17⁰⁰, 20⁰⁰ i 21³⁴. Dodatkowo, w wybranych punktach, wykonano sześć całodobowych, cogodzinnych pomiarów. W opracowaniu, do wyznaczenia wybranych charakterystyk klimatycznych wykorzystano cztery serie całodobowe wykonane w charakterystycznych sytuacjach pogodowych: 9, 19, 23 i 26 lipca 1963 r.

Pomiary wykonano na trzech poziomach: 0,5, 1,5 i 2,0 m nad powierzchnią gruntu. W pracy wykorzystano materiał obserwacyjny w wysokości 1,5 m, jako najbardziej reprezentatywny dla termicznych warunków odczuwalnych dla człowieka (w pozycji stojącej). Temperaturę i wilgotność powietrza wyznaczono na podstawie pomiarów psychrometrem Assmanna. Prędkość wiatru mierzono anemometrem Robinsona lub Rosen-Müllera, a kierunek wiatru określano na podstawie odchylenia się chorągiewek.

Wpływ jeziora Śniardwy na warunki odczuwalne według wskaźnika temperatury ekwiwalentnej

Do oceny warunków bioklimatycznych użyto temperatury ekwiwalentnej – wskaźnika łączącego temperaturę powietrza z ciśnieniem pary wodnej. Wykazuje on dwukrotnie większą zależność od ciśnienia pary wodnej niż od temperatury, dlatego jest szczególnie przydatny do określania stanów przegrzania (parności), szczególnie podczas ciszy lub niewielkich ruchów powietrza.

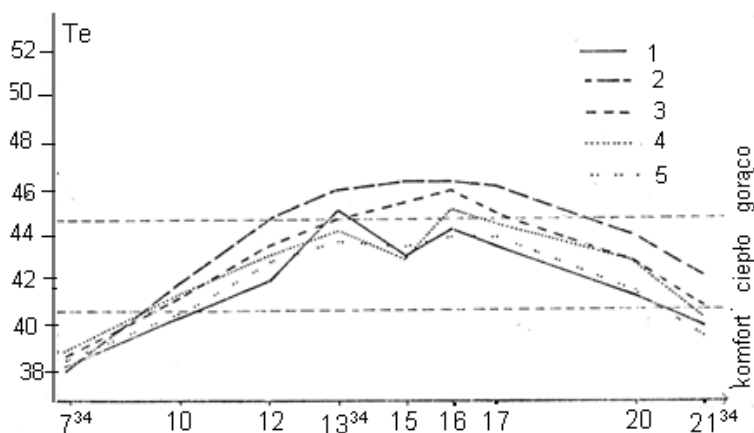
Przy określaniu termicznych warunków odczuwalnych (przedziałów odpowiadających określonym odczuciom ciepła) posłużono się skalą odczuwalności temperatury ekwiwalentnej (T_e) według M. Baranowskiej przeznaczonej dla terenów północno-wschodniej Polski w lipcu:

		$^{\circ}T_e$
1	Gorąco	> 45,0
2	Ciepło	41,1-45,0
3	Komfortowo	35,1-41,0
4	Chłodno	30,1-35,0
5	Zimno	< 30,1

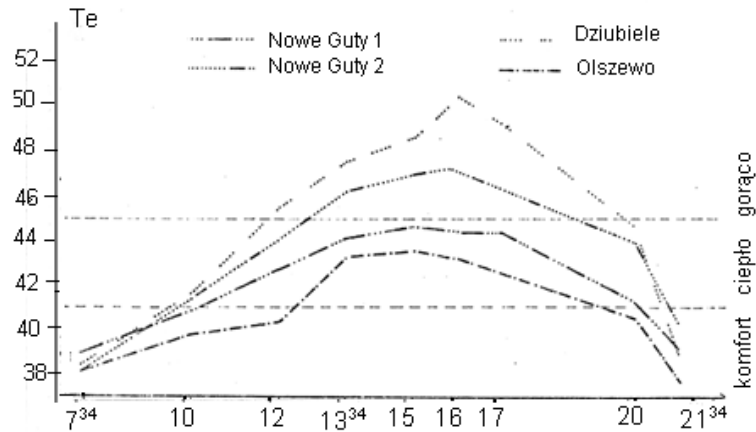
Temperaturę ekwiwalentną obliczono w dziewięciu punktach, z czego pięć znajdowało się na wyspie Szeroki Ostrów (Zdory 1, Zdory 2, Zdory 3, Zdory 4, Zdory 5), dwa na południowo-wschodnim brzegu jeziora (Nowe Guty 1 i Nowe Guty 2), jeden – na północnym brzegu jeziora (Dziubiele) i jeden – w większej odległości od jeziora (Ol-szewo).

Dzienny przebieg temperatury ekwiwalentnej nad jeziorem Śniardwy

Średni dzienny przebieg temperatury ekwiwalentnej (T_e) wyznaczono biorąc pod uwagę dziewięć punktów pomiarowych (rys. 2- 3).



Rys. 2. Przebieg dzienny temperatury ekwiwalentnej na wyspie Szeroki Ostrów
(1 – baza, 2, 3, 4, 5 – punkty pomiarowe)



Rys. 3. Przebieg dzienny temperatury ekwiwalentnej (Nowe Guty, Dziubiele, Olszewo)

Najbardziej wyrównany średni dzienny przebieg T_e wystąpił w punktach Zdory 2 i Zdory 3 na wyspie Szeroki Ostrów. Pozostałe punkty na wyspie miały dwa maksima w terminach 13³⁴ i 16⁰⁰ oraz minimum o godzinie 15⁰⁰, związane z występowaniem popołudniowego minimum ciśnienia pary wodnej. Podobne zjawisko nie zostało zaobserwowane w pozostałych punktach pomiarowych.

Najbardziej dynamicznym przebiegiem i dużymi zmianami T_e między terminami charakteryzował się punkt w Dziubielach. Ciekawy przebieg T_e wystąpił również w Olszewie, kiedy początkowo T_e powoli wzrastała do godziny 12⁰⁰ (efekt ten był prawdopodobnie związany z północną ekspozycją stoku łagodnego pagórka, na którym założono punkt), potem szybko osiągnęła swoje maksimum i od godziny 15⁰⁰ rozpoczął się jej powolny spadek.

Biorąc pod uwagę wartości najwyższe i najniższe średniej temperatury ekwiwalentnej, punkty pomiarowe można było uszeregować w kolejności:

Najwyższe		Najniższe	
	$^{\circ}T_e$		$^{\circ}T_e$
Dziubiele	50,6	Olszewo	37,8
Nowe Guty 2	47,3	Nowe Guty 2	38,1
Zdory 2	46,7	Zdory 2	38,3
Zdory 3	46,2	Zdory 1	38,4
Zdory 4	45,4	Dziubiele	–
Zdory 1	45,3	Zdory 5	38,8
Nowe Guty 1	44,7	Zdory 3	39,0
Zdory 5	44,2	Nowe Guty 1	39,0
Olszewo	43,6	Zdory 4	39,1

Natomiast najniższe wartości średniej temperatury ekwiwalentnej spowodowały inną kolejność badanych punktów.

Warto zaznaczyć, że najwyższa wartość temperatury ekwiwalentnej występowała w różnych terminach: o 15⁰⁰ – Olszewo i Nowe Guty 1, o 16⁰⁰ – Zdory 1, Zdory 2, Zdory 3, Zdory 4, Nowe Guty 2 i Dziubiele, o 17⁰⁰ – Zdory 5. Natomiast najniższe wartości T_e

na wszystkich punktach oprócz Olszewa, wyznaczono w terminie porannym o 7³⁴. W Olszewie najniższa wartość T_e pojawiła się wieczorem o 21³⁴.

Interesujące było również stosunkowo małe zróżnicowanie między punktami w najniższych wartościach średniej $T_e - 1,3 \text{ } ^\circ T_e$ oraz dość duża różnica w najwyższych wartościach średniej T_e , która wyniosła $7,0 \text{ } ^\circ T_e$.

Bardzo wysokimi wartościami średniej T_e charakteryzowały się punkty położone na brzegu jeziora Śniardwy (Nowe Guty 2, Zdory 2, 3 i 4) oraz Dziubiele, które usytuowane są w pobliżu wilgotnego obniżenia terenu (dlatego obserwowano tu częste stany parności). Najniższe wartości średniej T_e pojawiły się w Olszewie, który był wybitnie lądowym punktem, a niewiele wyższe – nad brzegiem jeziora, gdzie zaznaczał się wpływ chłodnego powietrza z nad morza.

Z przebiegu dziennego średnich wartości T_e wynika, że nie wystąpiły w trakcie pomiarów stany odczucia termicznego „zimno” i „chłodno”. Dominowały stany przegrzania „gorąco” i „ciepło”, a w niektórych punktach i terminach – „komfort”.

Innym kryterium, którego można użyć do oceny wpływu jeziora na warunki odczuwalne, była średnia dzienna liczba terminów z obserwowanymi warunkami komfortu termicznego:

Zdory 2, Zdory 3, Nowe Guty 2	1
Zdory 4, Dziubiele	2
Zdory 1, Zdory 5, Nowe Guty 1	3
Olszewo	5

Z wyżej zamieszczonego zestawienia wynika, że warunki komfortu najrzadziej występowały w strefie brzegowej jeziora od strony przeważających wiatrów (Zdory 2 i 3, Nowe Guty 2). Najczęściej warunki komfortu panowały w punkcie położonym daleko od jeziora, czyli w Olszewie. Dyskomfort termiczny zaobserwowany w punktach strefy brzegowej spowodowany był wyłącznie przez stany przegrzania. Tak więc występująca w strefie brzegowej wyższa wilgotność powietrza podczas gorących dni lipca 1963 roku, miała wpływ na ocieplający i przegrzewający wpływ jeziora na warunki odczuwalne oceniane według temperatury ekwiwalentnej.

Różnicę między średnią miesięczną temperaturą ekwiwalentną w terminie rannym (7³⁴) i wieczornym (21³⁴), również można uznać za kryterium oceny wpływu zbiornika wodnego na warunki odczuwalne.

Według tego kryterium uszeregowano punkty pomiarowe następująco:

	$^\circ T_e$		$^\circ T_e$
Zdory 2	4,3	Zdory 5	1,1
Nowe Guty 2	3,3	Dziubiele	0,8
Zdory 3	2,2	Nowe Guty 1	0,3
Zdory 1	1,9	Olszewo	-0,3
Zdory 4	1,6		

Na punktach położonych nad brzegiem jeziora (Zdory 2 i Nowe Guty 2) wieczorem temperatura ekwiwalentna była znacznie wyższa, niż rano (średnio o $4,3 \text{ } ^\circ T_e$). Na punktach bardziej oddalonych od zbiornika wodnego różnica ta była mniejsza. Bardzo mała różnica w Dziubieliach ($0,8 \text{ } ^\circ T_e$) wskazywała na niewielki wpływ jeziora, a najbardziej oddalonym Olszewie różnica ta była ujemna ($-0,3 \text{ } ^\circ T_e$), czyli w tym wypadku temperatura ekwiwalentna wieczorem była niższa od ranej.

Średnie wartości temperatury ekwiwalentnej wskazywały na wyraźnie przegrzewający wpływ jeziora Śniardwy w godzinach od 10⁰⁰ do 12⁰⁰. Najkorzystniejsze warunki odczucia termicznego wystąpiły w punktach pomiarowych oddalonych od jeziora (Nowe Guty 1 i Olszewo), lub osłoniętych od wiatrów wiejących od jeziora (Zdory 5). Prawdopodobnie bardzo duże zmiany w zakresie odczuwalności w ciągu dnia w Dziubielach należałoby wiązać ze specyficzną lokalizacją tego punktu.

Wpływ jeziora Śniardwy na warunki odczuwalne w różnej porze dnia (wg temperatury efektywnej *TE*)

Wpływ zbiornika wodnego na warunki odczuwalne związany jest z sytuacją pogodową, porą dnia i specyficznym położeniem punktu, czyli warunkami lokalnymi.

Otrzymane podczas badań wyniki należałoby traktować jako reprezentatywne dla drugiej części cieplej połowy roku, kiedy zbiorniki wodne wpływają ocieplająco na swoje otoczenie.

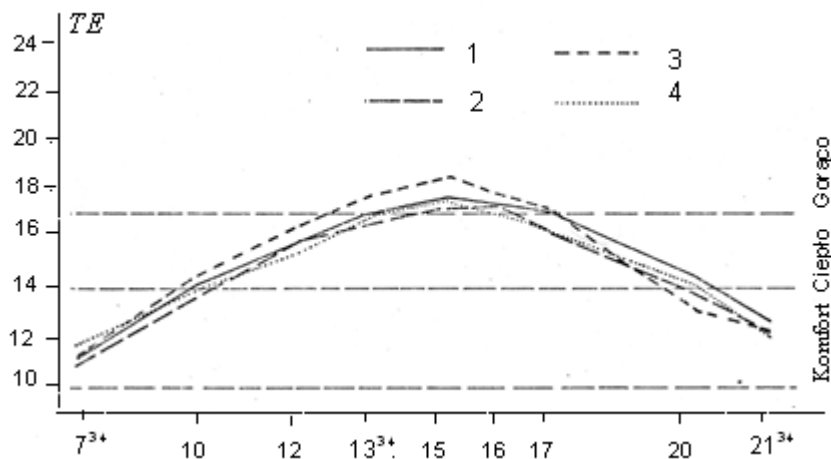
Stwierdzono również dużą zależność między porą dnia, a charakterem wpływu jeziora na tereny z nim bezpośrednio sąsiadujące.

Nocą (w godzinach od 22⁰⁰ do 4⁰⁰) wystąpił ocieplający wpływ jeziora na warunki odczuwalne z maksimum około 24⁰⁰ na większości punktów pomiarowych, jedynie podczas występowania większych prędkości wiatru w trefie brzegowej – zaznaczyło się ochłodzenie.

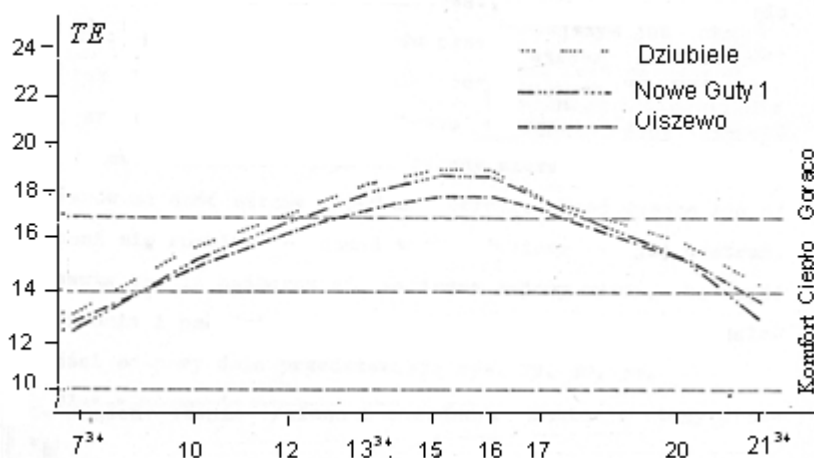
Rano (od 4⁰⁰ do 10⁰⁰) jezioro jeszcze działało ocieplająco, ale już w mniejszym stopniu. Od 6⁰⁰ do 7⁰⁰ nastąpiło wyrównanie warunków odczuwalnych między brzegiem jeziora, a terenami położonymi w głębi łądu. Pomiędzy 8⁰⁰ a 10⁰⁰ zaczynało się ochładzające oddziaływanie zbiornika wodnego, które podczas upalnego lata poprawiało warunki odczuwalne i przedłużało trwanie okresu „komfortu”.

W ciągu dnia (od 10⁰⁰ do 16⁰⁰) ujawnił się według wskaźnika temperatury efektywnej *TE* ochładzający wpływ jeziora (rys. 4-5). Ten ochładzający wpływ, zmniejszający nieco stan przegrzania, dotyczył w zasadzie tylko nawietrzne strefy brzegowej. W miejscach, gdzie nie docierały poddmuchy wiatru, a panowała duża wilgotność powietrza, wystąpiły wyraźne stany przegrzania.

Wieczorem (od 16⁰⁰ do 22⁰⁰) początkowo jezioro wpływało ochładzająco lub ocieplająco (według *TE*). W porze między 18⁰⁰ a 19⁰⁰ nastąpiło wyrównanie warunków odczuwalnych między jeziorem, a łądem. Następnie zaznaczył się dość wyraźny wpływ ocieplający jeziora. Trwający wieczorem ocieplający wpływ zbiornika wodnego podczas upalnej pogody sprzyjał utrzymywaniu się stanów przegrzania i miał on charakter niekorzystny.



Rys. 4. Przebieg dzienny temperatury efektywnej (TE) (wyspa Szeroki Ostrów)



Rys. 5. Przebieg dzienny temperatury efektywnej (TE) (Nowe Guty, Dziubiele, Olszewo)

Wpływ jeziora Śniardwy na lokalne warunki odczuwalne

Charakterystyczne dla danego miejsca warunki lokalne mogą w znaczny sposób modyfikować oddziaływanie zbiornika wodnego na jego otoczenie. Szczególną rolę odgrywa rzeźba terenu.

Duże urozmaicenie form terenu wokół jeziora Śniardwy sprawiło, że zróżnicowanie warunków odczuwalnych w wybranych punktach pomiarowych było duże.

Modyfikujący wpływ lokalnych form terenu na wyspie Szeroki Ostrów związany był z ekspozycją dosłoneczną lub odsłoneczną, które wpływały na wcześniejsze, bądź późniejsze pojawienie się stanu przegrzania, ale również wolniejszym schładzaniem w porze wieczornej, miejsc wyżej położonych w porównaniu do wilgotniejszych i bardziej zacienionych zagłębień.

Różnej wielkości zagłębienia terenu były potencjalnymi obszarami występowania inwersji temperatury powietrza, którą można było odczuć jako przechłodzenie.

Najlepsze warunki odczuwalne w ciągu dnia, jak i nocą obserwowano w górnej części formy wypukłej terenu (np. punkt Zdory 1).

Dużą rolę, oprócz rzeźby terenu, odgrywało jego pokrycie w postaci szaty roślinnej. W terenie zadrzewionym lub w lesie, gdzie była mniejsza prędkość wiatru i stabilniejsze warunki termiczne, panowały inne warunki odczuwalne niż na terenie otwartym. W pobliżu wilgotnych zagłębień, obszarów podmokłych lub bagien, ze względu na dużą wilgotność powietrza, tworzyły się stany przegrzania, które pogarszało dodatkowo sąsiedztwo dużego zbiornika wodnego. W taki właśnie sposób lokalne warunki modyfikowały odczuwalność termiczną w Dziubieliach.

Istotnym czynnikiem była również sama lokalizacja punktu pomiarowego względem jeziora. Najdalej w głąb lądu sięga wpływ zbiornika wodnego od strony brzegu wystawionego na uderzenia przeważających wiatrów, czyli po stronie dowietrznej jeziora. Od strony zawietrznej wpływ jeziora jest znikomy i ogranicza się tylko do jego brzegów. Prawdopodobnie oddziaływanie dużego obszaru wodnego zależne od wiatru, nie ma charakteru ciągłego, lecz odbywa się pulsacyjnie (dotyczy to głównie bezgradientowych warunków pogodowych). Analiza kierunków wiatrów pokazała przewagę wiatrów z sektora północno-wschodniego, dlatego największy wpływ jeziora Śniardwy na tereny lądowe powinien wystąpić w osi NW-SE.

Należy jednak pamiętać, że warunki lokalne modyfikuje aktualna sytuacja pogodowa i ona także zmienia zasięg oddziaływania zbiornika wodnego.

Schemat oddziaływania zbiornika wodnego na warunki odczuwalne

Temperatura efektywna (TE) pokazuje rzeczywiste ochładzanie wiatru, a temperatura ekwiwalentna (Te) podkreśla ocieplającą rolę zwiększonej zawartości pary wodnej w atmosferze. Rozbieżność między tymi wskaźnikami określają różnice średnich terminowych wartości Te i TE między Olszewem, które reprezentowało najbardziej „lądowy” punkt pomiarowy, a trzema wybranymi punktami: Nowe Guty 1, Zdory 2 i Dziubiele.

Wszystkie punkty położone w pobliżu jeziora miały dodatnie odchylenia obliczone dla Te , co świadczyło o ocieplającym wpływie zbiornika wodnego. Natomiast wskaźnik TE dał nieco inne wyniki. Punkt Zdory 2 położony na wyspie Szeroki Ostrów, a więc najbardziej „jeziorny” punkt miał odchylenia ujemne, co oznaczało, że średnio przez całą dobę występowały tu niższe wartości TE niż na punkcie „lądowym”. Ponieważ nie zaobserwowano podobnych różnic między odchyleniami TE i Te na pozostałych dwóch punktach (Dziubiele i Nowe Guty 1), położonych w stosunkowo niewielkiej odległości od jeziora, to na tej podstawie wydzielono pewne strefy oddziaływania zbiornika wodnego na warunki odczuwalne.

Oddziaływanie jeziora Śniardwy określono w stosunku do warunków panujących w punkcie najbardziej oddalonym od niego (Olszewo). Największy zasięg wpływu jeziora występuje po jego dowietrznej stronie, a najmniejszy po stronie zawietrznej. Uwzględniono dwa warianty:

- kiedy woda w zbiorniku jest cieplejsza od powietrza – oddziałuje on ocieplająco (np. adwekcja chłodniejszego powietrza w dzień lub typowa sytuacja w nocy),
- kiedy woda w zbiorniku jest chłodniejsza od powietrza – oddziałuje on ochładzająco (np. przy wysokiej temperaturze powietrza w ciągu dnia).

Spróbowano wyróżnić trzy strefy oddziaływania zbiornika wodnego na warunki odczuwalne (według wymienionych wcześniej wariantów):

I strefa – przybrzeżna – określana jako obszar nad powierzchnią zbiornika wodnego i na jego brzegu w odległości 100-200 metrów (w zależności od warunków lokalnych). Jest odkryta na bezpośrednie wiatry od jeziora;

- zbiornik wodny wpływał na podwyższenie wartości T_e i TE (nawet o kilka stopni w stosunku do Olszewa) i poprawiał warunki odczuwalne osłabiając, bądź likwidując stany przechłodzenia, które były stwierdzane w większej odległości od jeziora;
- zbiornik wodny obniżał wartości TE (wpływ wiatru) i powodował mniejsze lub większe (w zależności od sytuacji pogodowej) podwyższenie wartości TE . W ten sposób poprawiał warunki odczuwalne, sprowadzając je do komfortu lub chociaż osłabiał stany przegrzania w warunkach słonecznej pogody podczas upalnego lata.

II strefa – bliskiego sąsiedztwa zbiornika wodnego – położona od brzegu jeziora w odległości od kilkunastu metrów do 2-3 kilometrów (w zależności od warunków lokalnych). Najmniejszą odległość strefa ta przyjmuje, gdy brzeg i teren z nim sąsiadujący są osłonięte od wiatrów znad jeziora. W obrębie tej strefy, wpływ jeziora maleje wraz z odległością od niego;

- zbiornik wodny podwyższył wartości T_e i TE , ale słabiej, niż w pierwszej strefie. Jednak oddziaływanie poprawiające warunki odczuwalne było obserwowane stany przechłodzenia były łagodzone;
- zbiornik wodny powodował zdecydowane podwyższenie wartości T_e i TE . Powodowało to pogorszenie warunków odczuwalnych przez pogłębienie stanów przegrzania, zarówno w porównaniu do strefy pierwszej, jak i trzeciej.

III strefa – zaniku wpływów zbiornika wodnego – położona w odległości większej, niż 2-3 km od jego brzegów. Jest to obszar, gdzie wpływ zbiornika wodnego może pojawić się sporadycznie, a jego zasięg zależy od konkretnej sytuacji pogodowej (w przypadku jeziora Śniardwy strefa ta może maksymalnie sięgać do 7-8 km);

- nie stwierdzono wpływu zbiornika wodnego na warunki odczuwalne w tej strefie;
- wiatry od strony jeziora okresowo sprowadzały większe ilości pary wodnej znad tafli wody i chwilowo podwyższały wartości TE – pogłębiając w ten sposób stany przegrzania. Wpływ ten jednak zanikał wraz ze zwiększającą się odległością od jeziora i tracił swoją decydującą rolę. Głównie to warunki lokalne wpływały na jakość warunków odczuwalnych.

Po stronie dowietrznej jeziora, wszystkie trzy strefy były bardziej oddalone od jego brzegu i silne wiatry powodowały przenikanie wpływu jeziora w każdej strefie na większe odległości. Także warunki lokalne np. krawędź skarpy lub las stanowiły przeszkodę, jednak silny wiatr przenosił wpływ wody znacznie bardziej w głąb łądu.

Po stronie zawietrznej sytuacja wyglądała zupełnie inaczej. I strefa nie wychodziła poza brzeg jeziora, a nawet kończyła się jeszcze przed nim, II strefa rozciągała się tuż przy samym brzegu jeziora, a za nią była III strefa, która przejęła rolę II strefy z brzegu dowietrzego i nie sięgała daleko od brzegu.

Osobnym problemem jest ocena zasięgu oddziaływania zbiornika wodnego. W przypadku jeziora Śniardwy, wpływ ten sięgał maksymalnie do 8 km i miał on raczej charakter pulsacyjny. W bliskim sąsiedztwie jeziora był on w miarę ciągły i jednorodny, ale podczas zwiększania się odległości – stawał się coraz bardziej sporadyczny i falowy.

6.2.2. Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykładzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego

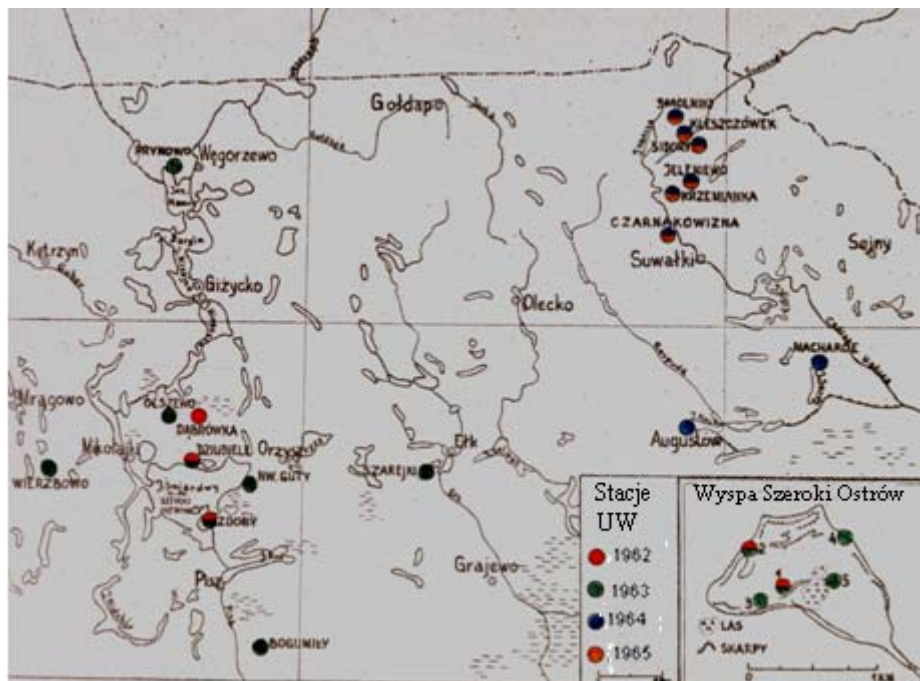
Autor: Krzysztof OLSZEWSKI

Opiekunowie naukow: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA,
Maria STOPA

Temat niniejszej pracy został zasugerowany przez Kierownictwo Katedry Klimatologii Instytutu Geograficznego UW. Powodem, dla którego został on podany, między innymi, jest odczuwalny brak opracowań wilgotności powietrza, a zwłaszcza wilgotności bezwzględnej.

Celem opracowania jest zbadanie wpływu wybranych elementów meteorologicznych oraz rzeźby terenu i zbiorników wodnych na kształtowanie się przebiegu dobowego i dziennego wilgotności bezwzględnej.

Praca została oparta na materiałach archiwalnych Katedry Klimatologii JG UW. Dane źródłowe pochodzą z programowych praktyk odbywanych przez studentów I roku geografii w latach 1962-1965 w lipcu pod kierunkiem personelu naukowego tejże Katedry.



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji Katedry Klimatologii IG UW na Pojezierzu Mazurskim

Wykonywano pomiary temperatury i wilgotności psychrometrem Assmanna na kilku poziomach nad gruntem: 0,5 m (lub 0,25 m), 1,5 m i 2,0 m, obserwacje kierunku i prędkości wiatru, zachmurzenia, stanu gruntu itp. Obserwacje tego typu prowadzono

w trzech terminach klimatologicznych oraz dodatkowo o 9⁰⁰, 11⁰⁰, 14⁰⁰, 15⁰⁰, 16⁰⁰, 19⁰⁰ w latach 1963-1965 i co godzina przez całą dobę w roku 1962. Terminy klimatologiczne wypadły na badanym obszarze około godziny 6³⁰, 12³⁰ i 20³⁰. Ze względu na to, że do 1964 r. włącznie w Polsce w okresie letnim wprowadzono czas wschodnio-europejski, zaś od 1965 takich zmian zaniechano, w celu porównywania pomiarów pod względem czasu wszystkie dane w niniejszej pracy, sprowadzono do obowiązującego dziś czasu środkowo-europejskiego. Należy dodać, że obserwacje we wszystkich terminach wykonywano tylko przy sprzyjającej pogodzie, a w przypadku opadów deszczu o charakterze ciągłym ograniczono się tylko do trzech terminów klimatologicznych.

Aby otrzymać wartości wilgotności bezwzględnej, które nie są podawane w codziennej praktyce meteorologicznej, przeliczono każdy pomiar wilgotności dokonany psychrometrem Assmanna, biorąc pod uwagę temperaturę i ciśnienie pary wodnej. Do tych przeliczeń użyto tablic sporządzonych przez autora specjalnie do tej pracy. Otrzymane w ten sposób wartości wilgotności bezwzględnej poddawano dalszej analizie. Wzór na wilgotność bezwzględną a (gęstość pary wodnej) otrzymuje się z równania stanu pary wodnej:

$$e = R' a T, \quad a = \frac{0,622 e}{RT}$$

gdzie R' , R – stałe gazowe pary wodnej i powietrza. Ciężar cząsteczkowy pary wodnej

(μ') stanowi 0,622 ciężaru cząsteczkowego powietrza (μ): $\frac{\mu'}{\mu} = \frac{R}{R'} = 0,622$

Wilgotność bezwzględną powietrza (a) wyrażoną w g/m³ określa wzór:

$$a = 216,7 \frac{e}{T}$$

gdzie: jednostką ciśnienia pary wodnej e jest hPa, a jednostką temperatury powietrza T – stopień Kelvina (K).

Ważnym czynnikiem jest zasobność w wilgoć powierzchni parującej. Nie ma ona znaczenia w przypadku parowania z otwartej powierzchni wodnej. Istotna jest natomiast przy szacie roślinnej i gruncie i zależy od ilości zawartej w nich wody.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono w tabelach 1-6 i na rys. 1-4

Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej

Przebieg dobowy zostanie omówiony na przykładzie obserwacji cegodzinnych przeprowadzonych w lipcu 1962 r. na stacji Dziubiele, Dąbrówka i Zdory-wyspa Szeroki Ostrów – 2 punkty.

Na podstawie tych danych zostały obliczone średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej dla poszczególnych godzin w ciągu doby, np. na wyspie Szeroki Ostrów (tab. 3). W przebiegu dobowym wilgotności bezwzględnej (a) na poziomach 0,5 m i 1,5 m n.p. gruntu można wyróżnić maksimum i minimum (rys. 2-4). Pewne odchylenia wykazuje punkt 2 w Zdorach, dlatego zostanie poddany głębszej analizie później.

Minima wartości wilgotności bezwzględnej przypadają na godziny nocne między 1-4, najwcześniej występują one w Dąbrówce (9,4 g/m³) i w Dziubieliach (10,0 g/m³), a najpóźniej w Zdorach (10,2 g/m³). Od terminu minimum następuje równomierny wzrost wilgotności do godzin rannych 8-9. W godzinach przed i popołudniowych (9-15) przebieg wilgotności bezwzględnej wykazuje największe wahania tak, że trudno

uchwycić jakąś prawidłowość. Zarysowują się tu bowiem naprzemian wzrosty i spadki wilgotności, jednak ogólnie biorąc zachowana jest tendencja wzrostowa.

Dlatego maksymalne wartości tego parametru przypadają na godziny popołudniowe. O ile minima na wszystkich punktach występują prawie równocześnie, to maksima wykazują pewne zróżnicowanie pojawiając się najwcześniej w Dąbrówce ($12-11,0 \text{ g/m}^3$), a najpóźniej w Dziubielach ($17-12,2 \text{ g/m}^3$). Od terminów wystąpienia wartości najwyższych następuje spadek wilgotności, który jest mniej (Dziubiele) lub bardziej nieregularny (Dąbrówka, Zdory P. 1). W przeciwieństwie do porannego wzrostu, spadek odbywa się dwoma etapami: najpierw jest gwałtowny – w godzinach popołudniowych i wczesnowieczornych, a potem łagodniejszy – w godzinach nocnych aż do wystąpienia minimum.

Z kolei porównując przebiegi wilgotności bezwzględnej na dwóch poziomach (0,5 i 1,5 m) należy stwierdzić, że zasadniczo nie różnią się one od siebie, tzn. minimalne wartości na obu wysokościach na danym punkcie mają miejsce w jednakowym czasie i przybierają podobne wartości. Wyjątek stanowią maksima, które są w stosunku do siebie poprzesuwane, występując wcześniej na poziomie 0,5 m w Dąbrówce, a na 1,5 m w Dziubielach. Różnica w czasie dochodzi do 2 godzin, a różnica wartości do $0,3 \text{ g/m}^3$.

Dla uchwycenia generalnego przebiegu dobowego wilgotności bezwzględnej obliczono średnie ruchome z 3 godzin dla poziomu 0,5 m i na tej podstawie sporządzono wykres (rys. 4e). Krzywe są tu bardziej wyrównane, przybierając kształt sinusoidy. Minimalne wartości występują pomiędzy 1-4 a maksima bardziej wyraźnie w godzinach około południowych. Należy jednak podkreślić, że w ciągu dnia (pomiędzy 8-18) zaznacza się tendencja do lekkiego, drugorzędowego minimum, co najlepiej uwidoczniło się w Dąbrówce i Zdorach na stanowisku 1 (P. 1). Krzywa wyrównana obrazuje złożony przebieg wilgotności bezwzględnej w klimatach umiarkowanych, w których obok minimum głównego w godzinach wczesnorannych występuje w południe minimum wtórne. Zjawisko to można wytłumaczyć intensywną wymianą południową między wyższymi poziomami nad powierzchnią gleby. Na skutek nagrzania powierzchni gruntu wilgotne, przyziemne powietrze jest wypychane do góry, a na jego miejsce wchodzi suchsze z warstw wyższych. Minima wtórne wyraźniej zaznaczają się na wyższym poziomie niż na 0,5 m. Na tym ostatnim występują słabsze ruchy turbulencyjne i stąd powietrze nie jest tak łatwo usuwane, a więc może zachować wyższą wilgotność.

Od powyższego schematu nie odbiega przebieg na wspomnianej już stacji Zdory-P. 2. Również i tu występują minima w godzinach wczesnorannych 0-4 a maksimum w godzinach popołudniowych ponadto zarysowuje się drugorzędne minimum dzienne. Jednak krzywa ilustrująca wilgotność bezwzględną na wyspie jest wyraźnie spłaszczone w porównaniu z poprzednio omówionymi. Po długotrwałym minimum ($10,4 \text{ g/m}^3$) w godzinach 2-5 występuje około 6 nieznaczny wzrost wilgotności, po czym zostaje on zahamowany aż do wystąpienia maksimum ($11,2 \text{ g/m}^3$) ok. 18. Od tego terminu zaznacza się nieznaczny spadek wilgotności aż do osiągnięcia minimum po północy.

Stratyfikacja pionowa na tych stacjach jest na ogół "typu wilgotnego", tzn. wraz ze wzrostem wysokości maleje wilgotność bezwzględna. Największe różnice między 0,5 i 1,5 m występują w ciągu dnia (6-18) dochodząc nawet do $0,7 \text{ g/m}^3$, następnie wyraźnie maleją utrzymując się w granicach $0,2 \text{ g/m}^3$. W terminach wieczornych w Dąbrówce i w Zdorach – P. 1 zaznacza się stratyfikacja "typu suchego", tzn. wzrost wilgotności wraz z wysokością. Stosunkowo największe różnice na korzyść poziomu 1,5 m zaznaczają się przed północą, w następnych terminach zmniejszają się zachowując jednak ten typ stratyfikacji aż do 4. Zjawisko to należy chyba tłumaczyć występowaniem rosy, a więc skraplaniem się pary wodnej zawartej w powietrzu w przygruntowej warstwie.

Jeżeli nawet podczas nocy osad na powierzchni gleby nie utworzy się, to wilgotność może się zmniejszyć na skutek wchłaniania pary wodnej z najniższych warstw przez wysuszony grunt. Powodem odwróconej stratyfikacji na punktach leżących w pobliżu jeziora może też być spływ wychłodzonego nad lądem powietrza i wtargnięcie na jego miejsce powietrza mokrego z wyższych warstw. Taką interpretację potwierdzałyby przebiegi na wyspie Szeroki Ostrów. Na stanowisku 1 położonym w centrum wyspy, spływ powietrza może zachodzić i w związku z tym występuje zmiana stratyfikacji. Nie zaznacza się już natomiast na stanowisku 2 leżącym na brzegu wyspy; powietrze tu nie ochładza się tak silnie, a więc nie zachodzą ruchy napływowe i wilgotność pozostaje bez zmiany.

Stratyfikacja dzienna rozpoczyna się zaraz po minimum, ale różnice pomiędzy poziomami do godziny 6, podobnie jak i wieczorem, są stosunkowo małe rzędu 0,1-0,2 g/m³. Największa rozpiętość wartości pomiędzy poziomami występuje w Dąbrówce, a więc na stacji położonej dalej od jeziora Śniardwy, natomiast w miejscowościach leżących w pobliżu są one znacznie mniejsze.

Średnie wartości przebiegu dobowego wilgotności bezwzględnej wahają się w lipcu 1962 od 9,5 g/m³ w Dąbrówce do 12,2 g/m³.

Wnioski

Wilgotność bezwzględna (*a*), określona ilością gramów pary wodnej w 1 m³ powietrza, jaka w danej chwili w nim się znajduje, zależy od wielu elementów meteorologicznych i czynników geograficznych. W dużej mierze wpływa na nią intensywność parowania, która z kolei jest zależna od temperatury, prędkości wiatru, niedosytu wilgotności itp. Analiza tych związków pozwoliła na stwierdzenie pewnych prawidłowości:

1. Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej jest złożony, tzn. oprócz ekstremów głównych występują drugorzędne. Minimum główne przypada na terminy nocne (1-4), zaś maksimum po południu (12-17). Pomiedzy 14-16 zaznacza się tendencja do pojawiania się minimum drugorzędnego, spowodowanego wzmoczoną konwekcją turbulencją odprowadzającą wilgotniejsze powietrze z warstwy przyziemnej na wyższe wysokości. Na poziomie 0,5 m, na którym te ruchy nie są tak silne, minimum drugorzędne zaznacza się słabiej i jest przesunięte na późniejsze terminy, co niewątpliwie wiąże się ze stanem gruntu.
2. W przebiegach dziennych (6-20) wilgotności bezwzględnej najwyższe wartości występują rano i wieczorem, najniższe, spowodowane wtórnym minimum, pomiędzy 14-16. Na niektórych stacjach (Dziubiele, Kleszczówek, Macharce), lokalne warunki środowiskowe powodują nieco odmienne przebiegi *a* niż na pozostałych.
3. Kształt krzywych zależny jest w dużej mierze od warunków pogodowych i położenia w stosunku do zbiorników wodnych. W miesiącach bardziej wilgotnych oraz na punktach w pobliżu jezior są one bardziej spłaszczone i zmniejszają swe minima wtórne, zaś w suchych przebiegi są bardziej wyraźne. Średnie wartości wilgotności bezwzględnej zarówno w miesiącach suchych jak i wilgotnych są do siebie zbliżone.
4. W stratyfikacji pionowej wyróżniono dwa typy: pierwszy – "typ wilgotny"- kiedy *a* maleje ze wzrostem wysokości; drugi – "typ suchy" – wilgotność bezwzględna wzrasta z wysokością. Na badanych stacjach przeważała stratyfikacja "typu wilgotnego", czasami jednak, zwłaszcza w nocy, pojawiał się "typ suchy", który trwał do 6. Powodem jego jest wystąpienie rosy lub też pochłanianie pary wodnej przez wysuszony w dzień grunt.

Na stacjach w pobliżu jezior spadek wilgotności na wyższych poziomach można tłumaczyć sypływem wilgotniejszego powietrza w kierunku wody. Różnice pomiędzy poziomami 0,5 i 1,5 m są najmniejsze w nocy ($0,2 \text{ g/m}^3$) zaś największe w dzień, zwłaszcza w południe (do $0,7 \text{ g/m}^3$).

5. Średnie przebiegi dzienne temperatury i wilgotności nie wykazują wyraźnych powiązań. Maksima temperatury przypadają w terminach drugorzędного minimum wilgotności, które czasem wyprzedza maksimum temperatury. Wahania temperatury są większe niż wilgotności bezwzględnej, co świadczyłoby o pewnej bezwładności i dużej stabilności tego wskaźnika wilgotności powietrza. Silniejsze związki temperatury i wilgotności bezwzględnej notuje się gdy grunt jest wilgotny, a więc przy większych możliwościach parowania. Występuje wtedy "wilgotny typ" przebiegu dziennego a – zgodny z temperaturą. Ogólnie można powiedzieć, że czynniki wpływające na zwiększenie wilgotności gruntu, a więc i parowania potencjalnego, powodują wyraźniejszą zależność wilgotności bezwzględnej od temperatury. Stąd też uzyskano wyższe współczynniki korelacji między tymi elementami w godzinach porannych i wieczornych oraz w dniach i miesiącach z większą liczbą opadów. Natomiast w dniach i miesiącach suchych występuje "typ suchy" przebiegu dziennego a – wzrost temperatury nie powoduje wzrostu wilgotności bezwzględnej.
6. Duży wpływ na wartości wilgotności bezwzględnej ma kierunek, z którego napływa powietrze. Najsuchsze wiatry wieją przeważnie z kierunków zachodniego i południowo-zachodniego, zaś najwilgotniejsze z północy i północo-wschodu, co odbiega od dotychczasowych poglądów w literaturze. Przy wiatrach z kierunku południowego można zauważyć nieznaczny wzrost wilgotności spowodowany, mimo suchości tego wiatru, wyższą jego temperaturą, co lokalnie wzmaga parowanie. Prędkość wiatru ma znaczenie lokalne. Większa prędkość (ponad 3 m/s) powodują zwiększenie się wilgotności ale tylko przy temperaturach $14\text{-}18^\circ\text{C}$, stosunkowo niskich, jak na lipiec. Przy wyższych temperaturach (ponad 20°C) większa wilgotność jest obserwowana przy słabszych wiatrach (do 3 m/s). Powiązanie wilgotności bezwzględnej z kierunkiem i prędkością wiatru pozwoliło zauważyć, że przy "wilgotniejszych" kierunkach prędkości wiatru nie odgrywają tak dużej roli. Wyższa wilgotność występuje dopiero przy "suchszych" kierunkach, ale przy większej prędkości wiatru.
7. Wilgotność bezwzględna jest silnie związana z zachmurzeniem. Najniższe wartości a są notowane przy bezchmurnym niebie oraz przy chmurach wysokich (Ci, Cc, Cs) nawet przy całkowitym pokryciu nieba. W miarę obniżania się poziomu kondensacji wilgotność bezwzględna rośnie i zwiększa się wraz ze wzrostem zachmurzenia. W czasie opadów deszczu "a" spada na skutek intensywnej w tym czasie dyfuzji cząstek pary na krople. Przed burzą obserwuje się wzrost zawartości pary w powietrzu (pospolity stan "parności" przed burzą) mniej więcej w czasie pojawienia się chmur o budowie pionowej.

Wilgotność bezwzględną kształtują nie tylko elementy meteorologiczne. Na jej wahania, zwłaszcza w mikroskali, ma wpływ topografia terenu, a więc rzeźba, sieć wodną, pokrycie itp. Oddziaływanie zbiorników wodnych na wilgotność powietrza nie jest tak wyraźne jak w przypadku stosunków termicznych. Zasięg poziomy tego wpływu jest stosunkowo mały, gdyż niweluje go rzeźba terenu nawet przy tak dużym jeziorze, jakim są Śniardwy. Rzeźba terenu również powoduje, że wpływ małych zbiorników wodnych (np. jez. Necko) prawie się nie zaznacza. Mimo tego można było zauważyć następujące oddziaływanie jeziora:

- Zarówno w przebiegu dobowym, jak i dziennym wilgotności bezwzględnej zaznacza się termiczne oddziaływanie zbiorników wodnych; przejawia się ono spłaszczeniem

krzywych przebiegu "a". W dzień ochładzający wpływ wody powoduje niższe wartości maksymalne, zaś ocieplający w nocy - wyższe wartości minimalne; pociąga to za sobą zmniejszenie się wartości amplitud dobowych w miarę zbliżania się do zbiornika wodnego. Zaznacza się też opóźnienie terminów występowania ekstremów.

- Zbiorniki wodne oddziałują na wilgotność bezwzględną także za pośrednictwem wiatru, które wiejąc z sektorów od jeziora, są najwilgotniejsze. Wilgotne są także wiatry wiejące równoległe do brzegów, w pobliżu których szybkie nagrzewanie się płytkiej warstwy wody oraz wzmożona turbulencja pionowa powodują zwiększenie się wilgotności przepływającego w tym kierunku powietrza. Bryzy dzienne jeziorne są również wiatrami wilgotnymi. W momencie pojawienia się ich wilgotność bezwzględna powietrza gwałtownie wzrasta, a w czasie dalszego trwania utrzymuje się na jednakowym poziomie, by po zmianie bryzy jeziornej na lądową zmniejszyć się ponownie.

Tabela 1. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w poszczególnych godzinach (1-24), lipiec 1962 r. – okolice jez. Śniardwy

godz.	Dąbrówka		Dziubiele		Zdory			
	baza		baza		punkt 1		punkt 2	
	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m
1	9,41	9,52	10,03	10,03	10,56	10,55	10,72	10,74
2	9,70	9,69	10,02	10,08	10,38	10,39	10,47	10,39
3	9,60	9,61	10,14	10,11	10,39	10,39	10,51	10,44
4	9,70	9,74	10,27	10,25	10,30	10,23	10,47	10,39
5	10,08	10,00	10,57	10,49	10,52	10,38	10,47	10,42
6	10,44	10,35	10,70	10,58	10,70	10,58	10,63	10,50
6 ³⁴	10,62	10,36	10,87	10,66	10,98	10,77	10,75	10,61
7	10,82	10,58	11,06	10,94	10,96	10,80	10,84	10,72
8	10,99	10,52	11,54	11,31	11,44	11,16	10,78	10,49
9	10,99	10,41	11,91	11,74	11,79	11,45	10,83	10,61
10	10,32	10,22	11,72	11,50	11,58	11,48	10,78	10,46
11	10,88	10,19	11,72	11,47	11,54	11,26	10,77	10,48
12	11,04	10,53	12,03	11,81	11,78	11,61	10,68	10,45
12 ³⁴	10,94	10,58	11,90	11,56	11,58	11,30	10,82	10,66
13	10,98	10,37	11,76	11,46	11,67	11,51	10,61	10,37
14	10,18	9,95	12,08	11,64	11,89	11,34	11,03	10,69
15	10,41	9,94	12,09	11,95	11,90	11,70	10,70	10,31
16	10,30	10,02	12,04	11,86	11,62	11,54	10,84	10,56
17	10,42	10,24	12,19	11,67	11,59	11,48	11,02	10,61
18	10,73	10,53	11,80	11,64	11,49	11,62	11,22	11,06
19	10,49	10,37	11,68	11,50	11,20	11,33	11,14	10,78
20	10,18	10,14	11,08	11,09	10,98	11,01	10,94	10,92
20 ³⁴	10,38	10,29	10,96	10,91	10,76	10,90	11,00	10,88
21	10,20	10,23	10,89	10,74	10,89	10,71	10,87	10,89
22	10,04	10,19	10,44	10,37	10,89	10,98	10,88	10,67
23	9,84	9,83	10,38	10,27	10,72	10,80	10,75	10,62
24	9,64	9,71	10,14	10,11	10,61	10,64	10,59	10,60

W różnoraki sposób uwidacznia się wpływ rzeźby. Jest on tak różnorodny, że w zasadzie trudno wyciągać szersze wnioski z nierównomiernie rozłożonej i nielicznej sieci

punktów pomiarowych w terenie mało zróżnicowanym hipsometrycznie.

Można jedynie powiedzieć, że o wartościach "a" decyduje w znacznym stopniu ekspozycja zboczy i ich nachylenie, co z kolei wpływa na ilość otrzymywanej energii słonecznej, a ta reguluje proces parowania zasilający powietrze w parę wodną. Również nie pozostają bez wpływu: wyniosłość terenu prowadząca do zmniejszania się wilgotności, jak również eksponowanie na przeważające kierunki wiatrów bądź suche, bądź wilgotne. Pokrycie terenu przez roślinność, zarówno niską jak i wysoką, utrzymuje wyższą wilgotność bezwzględną w stosunku do otaczających terenów pozbawionych szaty roślinnej.

Można jedynie powiedzieć, że o wartościach *a* decyduje w znacznym stopniu ekspozycja zboczy i ich nachylenie, co z kolei wpływa na ilość otrzymywanej energii słonecznej, a ta reguluje proces parowania zasilający powietrze w parę wodną. Również nie pozostają bez wpływu: wyniosłość terenu prowadząca do zmniejszania się wilgotności, jak również eksponowanie na przeważające kierunki wiatrów bądź suche, bądź wilgotne. Pokrycie terenu przez roślinność, zarówno niską jak i wysoką, utrzymuje wyższą wilgotność bezwzględną w stosunku do otaczających terenów pozbawionych szaty roślinnej.

Na zakończenie należy dodać, że cała praca odnosi się tylko do miesięcy letnich lat 1962-1965 oraz do wybranych regionów Pojezierza Mazurskiego. Oznacza to, że na innym terenie, w innych porach roku, jak również przy odmiennych układach pogody mogą wystąpić pewne różnice w stosunku do zależności przedstawionych w niniejszej pracy.

Tabela 2a. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (*a*) w g/m³ w wybranych terminach dnia, lipiec 1963 r. – Kraina Wielkich Jezior (punkty – baza)

godz.	Prynowo			Olszewo			Dziubiele		
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m
6 ³⁴	11,24	10,93	11,06	11,08	10,88	10,84	11,13	10,68	10,89
9	11,02	10,81	10,65	10,82	10,49	10,45	11,42	10,94	10,86
11	11,08	10,71	10,39	10,85	10,34	10,22	11,93	11,65	11,88
12 ³⁴	10,96	10,61	10,62	10,93	10,18	9,94	12,20	11,72	12,05
14	10,54	9,96	9,90	10,43	9,98	10,09	11,55	11,92	12,08
15	10,38	10,22	10,07	10,40	10,07	9,93	12,66	12,47	12,42
16	10,38	10,22	10,35	10,38	10,04	10,05	13,08	12,43	12,34
19	10,93	10,85	10,84	10,86	10,78	10,68	12,06	11,71	11,53
20 ³⁴	11,05	10,80	10,85	10,64	10,58	10,53	10,87	10,55	10,17

Tabela 2b. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (*a*) w g/m³ w wybranych terminach dnia, lipiec 1963 r. – Kraina Wielkich Jezior (punkty – baza)

godz.	Bogumiły			Wierzbowo			Nowe Guty		
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m
6 ³⁴	11,41	11,03	10,99	11,01	11,15	11,04	11,10	10,99	10,90
9	11,62	11,07	10,85	11,34	11,16	11,09	10,94	10,77	10,66
11	10,91	10,44	10,36	11,23	10,98	10,82	10,49	10,45	10,38
12 ³⁴	10,82	10,21	9,98	11,41	10,90	10,79	10,44	10,20	10,18
14	10,60	9,83	9,62	10,73	10,51	10,36	10,54	10,23	10,48
15	10,51	9,99	9,78	10,85	10,48	10,41	10,66	10,35	10,34
16	10,68	10,21	10,02	10,74	10,52	10,25	10,40	10,23	10,26
19	10,89	10,56	10,44	10,64	10,62	10,55	10,74	10,54	10,58
20 ³⁴	10,48	10,36	10,22	10,57	10,56	10,60	10,87	10,65	10,71

Tabela 2c. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1963 r. – Kraina Wielkich Jezior (punkty – baza)

godz.	Szarejki				
	baza			punkt	
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m
6 ³⁴	11,31	10,96	10,96	11,12	11,03
9	11,12	10,56	10,67	10,78	10,44
11	10,63	10,30	10,28	10,50	10,13
12 ³⁴	10,52	10,21	9,90	10,36	9,79
14	10,52	10,01	10,03	10,14	9,77
15	10,59	10,30	10,20	10,26	9,90
16	10,68	10,10	10,33	10,22	9,63
19	11,38	10,96	10,83	10,82	10,75
20 ³⁴	11,04	10,90	10,94	10,78	10,59

Tabela 3. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1963 r. – wyspa Szeroki Ostrów

godz.	Zdory											
	punkt 1			punkt 2		punkt 3		punkt 4		punkt 5		
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m
6 ³⁴	11,18	11,01	11,01	11,89	11,70	11,35	11,35	11,4	11,21	11,10	11,05	10,89
9	11,05	10,82	10,71	11,82	11,46	11,68	11,31	11,78	11,23	10,98	10,69	10,41
11	10,89	10,62	10,63	11,74	11,56	11,27	10,92	12,28	11,03	11,02	10,48	10,31
12 ³⁴	11,03	10,54	10,43	12,00	11,69	11,16	10,93	12,30	11,14	10,50	10,15	10,06
14	10,56	10,07	9,94	12,05	11,62	11,12	10,69	12,13	10,94	10,09	9,73	9,61
15	10,53	10,30	10,22	12,09	11,39	11,11	10,99	11,71	10,92	10,17	9,92	9,70
16	10,77	10,59	10,40	11,97	11,60	11,26	10,78	11,78	11,08	10,40	10,44	10,38
19	10,95	10,85	10,77	12,03	11,85	11,69	11,56	12,12	11,51	11,17	10,88	10,79
20 ³⁴	10,89	10,91	10,82	11,78	11,65	11,50	11,27	11,58	11,04	11,05	10,80	10,79

Tabela 4a. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1964 r. – Pojezierze Suwalskie (Smolniki, Kleszczówek)

godz.	Smolniki					Kleszczówek				
	baza			punkt		baza			punkt	
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m
6 ²⁸	10,75	10,54	10,44	10,72	10,56	12,51	12,32	12,31	12,09	11,72
9	10,16	9,99	9,78	10,02	10,00	12,13	11,82	11,62	12,25	12,01
11	9,60	9,51	9,23	9,61	9,48	12,89	11,88	12,00	12,97	12,18
12	9,42	9,34	9,08	9,49	9,33	12,18	11,81	11,36	13,12	12,18
14	9,59	9,34	9,20	9,64	9,37	12,84	12,21	11,92	14,21	13,27
15	9,68	9,50	9,22	9,47	9,27	12,04	12,06	12,05	13,99	12,50
16	9,38	9,29	9,43	9,58	9,24	12,60	11,96	12,17	13,31	12,26
19	10,24	10,26	10,01	10,04	9,91	12,27	11,92	12,19	11,94	11,54
20 ²⁸	10,35	10,16	10,26	10,09	10,08	11,29	11,57	11,53	11,83	11,44

Tabela 4b. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1964 r. – Pojezierze Suwalskie, (Jeleniewo, Czarnakowizna)

godz.	Jeleniewo					Czarnakowizna				
	baza			punkt		baza			punkt	
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m
6 ²⁸	10,46	10,30	10,28	10,82	10,63	11,12	10,98	10,91	10,89	10,78
9	9,57	9,47	9,39	10,26	10,17	10,25	10,07	10,11	10,41	9,97
11	9,51	9,33	9,16	9,79	9,68	10,37	10,07	10,00	10,05	9,83
12	9,21	9,05	8,89	9,68	9,53	10,43	9,91	10,00	10,05	9,75
14	9,10	8,87	8,99	9,74	9,68	10,12	9,99	10,12	10,16	9,76
15	9,16	9,04	9,00	9,76	9,62	9,94	9,78	9,62	10,10	9,89
16	9,18	8,99	8,89	9,62	9,63	9,69	9,48	9,32	10,00	9,70
19	10,04	9,79	9,72	10,04	9,96	10,83	10,53	10,58	10,90	10,64
20 ²⁸	10,27	10,21	9,99	10,37	10,25	11,11	10,89	10,83	11,06	10,82

Tabela 4c. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1964 r. – Pojezierze Suwalskie (Sidory, Krzemianka)

godz.	Sidory			Krzemianka		
	baza			baza		
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m
6 ²⁸	10,53	10,43	10,41	10,32	10,19	10,12
9	10,03	9,76	9,56	9,38	9,17	9,17
11	9,56	9,45	9,14	9,41	9,02	8,88
12	9,46	9,17	9,15	9,17	8,99	8,90
14	9,63	9,31	9,24	9,18	9,02	8,76
15	9,48	9,24	9,25	9,15	8,95	8,78
16	9,33	9,26	9,06	8,88	8,74	8,60
19	10,10	9,95	9,82	9,72	9,60	9,50
20 ²⁸	10,21	10,10	10,1	9,85	9,78	9,86

Tabela 5a. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1965 r. – Pojezierze Suwalskie (Smolniki, Kleszczówek)

godz.	Smolniki					Kleszczówek				
	baza			punkt		baza			punkt	
	0,25 m	1,5 m	2,0 m	0,25 m	1,5 m	0,25 m	1,5 m	2,0 m	0,25 m	1,5 m
6 ²⁸	10,06	9,90	9,84	10,22	9,95	10,41	10,13	10,11	9,98	9,75
9	10,23	9,66	9,75	10,70	10,18	10,20	9,58	9,47	9,90	9,34
11	10,29	9,87	9,64	9,90	9,99	10,06	9,53	9,08	9,43	9,21
12	10,28	9,87	9,67	10,25	9,61	10,29	9,43	9,16	9,60	9,28
14	10,16	9,75	9,55	9,95	9,46	10,04	9,28	9,00	9,42	9,03
15	10,31	10,07	10,00	10,16	9,94	10,25	9,58	9,32	9,50	9,18
16	10,45	9,85	10,00	10,63	10,23	10,05	9,50	9,56	9,45	9,16
19	10,08	9,75	9,66	10,03	9,79	10,23	10,12	10,04	9,67	9,58
20 ²⁸	10,16	10,03	10,00	9,92	9,67	9,94	10,24	10,27	10,15	9,98

Tabela 5b. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1965 r. – Pojezierze Suwalskie, (Jeleniewo, Czarnakowizna)

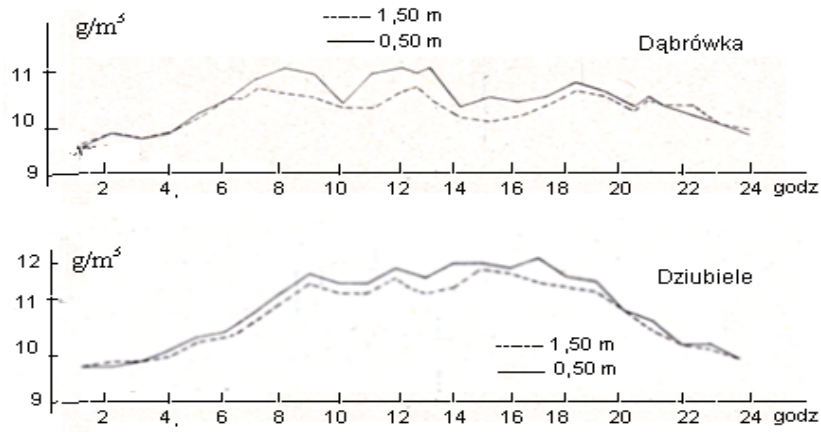
godz.	Jeleniewo					Czarnakowizna				
	baza			punkt		baza			punkt	
	0,25 m	1,5 m	2,0 m	0,25 m	1,5 m	0,25 m	1,5 m	2,0 m	0,25 m	1,5 m
6 ²⁸	9,69	9,49	9,38	10,44	10,17	10,27	10,15	9,84	10,26	10,07
9	9,41	8,93	8,98	10,74	10,32	10,11	9,75	9,33	10,05	9,60
11	9,08	8,88	8,65	10,77	10,30	9,83	9,52	9,18	9,62	9,25
12	9,27	8,82	8,77	10,65	10,14	9,775	9,40	9,09	9,70	9,16
14	9,11	8,75	8,82	10,53	9,95	9,76	9,21	8,96	9,59	9,22
15	9,25	8,69	8,62	10,46	10,14	9,87	9,34	9,12	9,67	9,16
16	9,10	8,92	8,67	10,60	9,92	9,99	9,23	8,97	9,58	9,18
19	9,54	9,28	9,27	10,20	9,96	9,88	9,61	9,56	10,13	9,80
20 ²⁸	9,72	9,60	9,56	10,09	10,08	10,10	9,93	9,87	10,24	10,14

Tabela 5c. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1965 r. – Pojezierze Suwalskie (Sidory, Krzemianka)

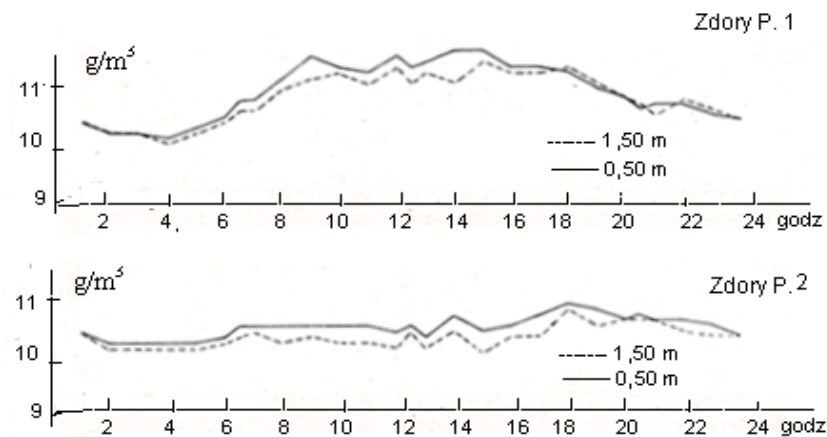
godz.	Sidory			Krzemianka		
	baza			baza		
	0,25 m	1,5 m	2,0 m	0,25 m	1,5 m	2,0 m
6 ²⁸	9,96	9,85	9,80	9,94	9,70	9,80
9	10,03	9,60	9,44	9,86	9,44	9,37
11	9,96	9,58	9,28	9,78	9,28	9,18
12	9,64	9,20	8,96	9,40	9,47	9,18
14	9,57	9,22	8,98	9,84	9,47	9,24
15	9,65	9,37	9,10	9,78	9,54	9,21
16	9,70	9,40	9,31	9,67	9,50	9,32
19	9,69	9,37	9,40	10,08	9,94	9,82
20 ²⁸	9,86	9,65	9,76	10,6	10,02	9,77

Tabela 6. Średnie miesięczne wartości wilgotności bezwzględnej (a) w g/m^3 w wybranych terminach dnia, lipiec 1964 r. – Równina Augustowska (Macharce, Augustów)

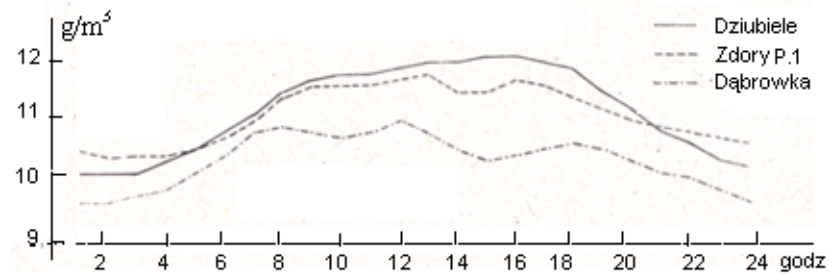
godz.	Macharce					Augustów				
	baza			punkt		baza			punkt	
	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m	0,5 m	1,5 m	2,0 m	0,5 m	1,5 m
6 ²⁸	12,42	12,23	12,09	11,48	11,38	10,98	10,92	10,96	11,41	11,04
9	13,45	12,92	12,96	11,28	10,63	10,72	10,53	10,42	11,02	10,61
11	13,21	12,73	12,25	11,12	10,34	10,40	10,06	9,91	11,00	10,70
12	13,35	12,83	12,36	10,99	10,22	10,43	10,02	9,88	10,90	10,40
14	13,40	12,88	12,46	10,60	9,88	10,10	9,76	9,80	10,40	9,90
15	13,28	12,68	12,56	10,64	9,97	10,23	9,67	9,52	10,10	9,85
16	12,77	12,39	12,42	10,72	9,91	10,12	9,67	9,82	10,07	9,67
19	12,28	11,89	12,34	10,62	10,30	10,99	10,78	10,64	11,34	11,06
20 ²⁸	11,83	11,73	11,62	10,70	10,62	11,02	10,91	10,83	11,44	11,24



Rys. 2. Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej w lipcu 1962 r. w okolicach j. Śniardwy (Dąbrówka, Dziubiele)



Rys. 3. Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej w lipcu 1962 r. na wyspie Szeroki Ostrów (Zdory P. 1 i Zdory P. 2)



Rys.4. Przebieg dobowy wilgotności bezwzględnej w lipcu 1962 r. w okolicach j. Śniardwy (średnie ruchome z 3 godzin dla poziomu 0,5 m)

6.2.3. Zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej

Autor: Katarzyna PIETRAS

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

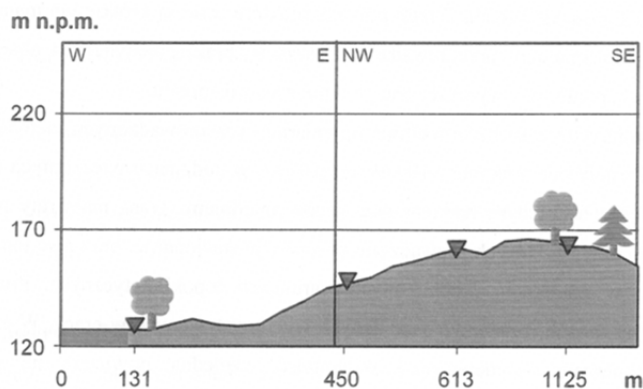
Cel pracy

Celem pracy jest analiza zróżnicowania klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej i określenie, jaką rolę odgrywają, rzeźba terenu, szata roślinna oraz obecność zbiornika wodnego. Aby zrealizować założony cel, w latach 2002 i 2003 wykonano odpowiednie badania terenowe. Złożyły się na nie serie obserwacji stacjonarnych i marszrutowych przeprowadzone w różnych porach roku oraz w różnych porach dnia. Największą wagę przywiązano do określenia wpływu czynników geograficznych na zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych, wilgotnościowych i wiatrowych.

Materiały wykorzystane w pracy i metoda ich opracowań

Podstawą wykonania niniejszej pracy były badania terenowe prowadzone na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej. W badaniach wykorzystywano przede wszystkim metodę zdjęcia terenowego. W znacznie mniejszym zakresie posłużono się metodą marszrutową.

Badania stacjonarne prowadzono w czterech punktach obserwacyjnych, usytuowanych wzdłuż profilu terenowego przechodzącego przez wzniesienie Diablej Góry (rys. 1). Poszczególne punkty były położone w różnych formach rzeźby terenu, ponadto miejsca ich lokalizacji różniły się rodzajem występującej tam szaty roślinnej i – w mniejszym stopniu – rodzajem podłoża. Jeden z punktów obserwacyjnych założono na brzegu jeziora Łękuk, wypełniającego obniżenie sąsiadujące od zachodu z Diablej Górou. Uogólniając, poszczególne punkty zostały zlokalizowane tak, by można było na podstawie wykonanych w nich obserwacji wykazać modyfikujący wpływ wymienionych czynników na klimat lokalny. Szczegółowy opis punktów znajduje się w dalszej części pracy.



Rys. 1. Profil morfometryczny terenu badań

Pomiary prowadzono w różnych porach roku, w latach 2002 i 2003 (tab. 1).

Tabela 1. Terminy pomiarów stacjonarnych

Dzień	Godziny
12.06.2002	1 0 ⁰⁰ -13 ⁰⁰ i 1 6 ⁰⁰ -20 ⁰⁰
14.06.2002	10 ⁰⁰ -13 ⁰⁰
13.11.2002	1 0 ⁰⁰ - 13 ⁰⁰ i 16 ⁰⁰ -20 ⁰⁰
03.02.2003	10 ⁰⁰ -1 3 ⁰⁰ i 16 ⁰⁰ -19 ⁰⁰
28.04.2003	10 ⁰⁰ 1 3 ⁰⁰ i 1 5 ⁰⁰ -17 ⁰⁰
30.04.2003	6 ⁰⁰ -9 ⁰⁰ i 18 ⁰⁰ -20 ⁰⁰

W trakcie obserwacji stacjonarnych mierzono temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokości 0,25 m i 1,50 m n.p.g. oraz prędkość i kierunek wiatru na wysokości 1,50 m n.p.g. Do pomiarów używany był sprzęt elektroniczny: termohigrometry i termoanemometry. Określano również stan gruntu oraz stopień i rodzaj zachmurzenia. Obserwacji dokonywano co 15 minut.

Niekiedy obserwatorzy byli zmuszeni przerwać pomiary z powodu wystąpienia opadów atmosferycznych. Z tego powodu niektóre serie są krótkie lub mają luki. Ponadto mankamentem przeprowadzonych serii są, braki pojedynczych obserwacji na któryś z punktów – wynikały one głównie z awarii sprzętu.

Pomiary stacjonarne uzupełniono pomiarami przeprowadzonymi metodą marszrutową. Zostały one wykonane 10 sierpnia 2003 r. w godzinach wieczornych i 11 sierpnia 2003 r. wczesnym rankiem oraz przed południem. Trasa marszruty prowadziła przez punkty, w których prowadzono obserwacje stacjonarne, oraz pięciu innych, położonych w miejscach o odmiennych warunkach topoklimatycznych. Pozwoliło to w istotny sposób rozszerzyć bazę danych wykorzystywanych w pracy. W czasie marszrut mierzono temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokości 0,25 m i 1,50 m, a także określano kierunek i prędkość wiatru (oceniając ją według skali Beauforta), stan gruntu, stopień zachmurzenia i rodzaj chmur.

Każda z marszrut trwała około 1,5 godziny. Zmierzone wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza sprowadzono następnie do godziny rozpoczęcia pomiarów. Opracowanie materiałów zebranych podczas badań terenowych rozpoczęto od tabelarycznego zestawienia wyników oraz przedstawienia ich na wykresach.

Uporządkowany w ten sposób materiał wykorzystano następnie do określenia wpływu rzeźby i pokrycia terenu oraz sąsiedztwa zbiornika wodnego na zróżnicowanie klimatu lokalnego rozpatrywanego terenu. W analizie tej zwracano uwagę przede wszystkim na specyfikę warunków termicznych i wilgotnościowych poszczególnych części omawianego obszaru: zmiany zróżnicowania przestrzennego wartości i temperatury i wilgotności względnej powietrza w różnych porach dnia, różnice terminu osiągnięcia najwyższych i najniższych omawianych wartości. Rozpatrzono te przestrzenne urozmaicenie warunków wiatrowych. Przedstawiono ponadto zmiany zróżnicowania warunków termicznych, wilgotnościowych i wiatrowych na rozpatrywanym terenie w poszczególnych porach roku.

Punkty obserwacji stacjonarnych

Poszczególnym punktom stacjonarnym nadano nazwy obrazujące ich położenie. Są to punkty: Las, Wierzchowina, Stok, Jezioro (rys. 2).



Rys. 2. Lokalizacja punktów pomiarów stacjonarnych

- **Las.** Punkt obserwacyjny leży na wysokości 162,5 m n.p.m., w obrębie rozległego wypłaszczenia górnej części południowego stoku moreny czołowej, której najwyższym punktem jest Diabla Góra. Znajduje się on w lesie mieszanym z przewagą drzew liściastych, bogatą ściółką i runem oraz ubogim podszytem. Punkt dzieli około 100 m od granicy lasu. W podłożu znajdują się gleby brunatne właściwe, wykształcone na glinach zwałowych lekkich i średnich.
- **Wierzchowina.** Punkt leży na wysokości 157 m n.p.m. Zlokalizowany jest pośrodku ogródka meteorologicznego Stacji Zintegrowanego Monitoringu środowiska Diabla Góra. Od lasu dzieli go 150 m w kierunku północnym, 200 m w kierunku południowym i 300 m w kierunku wschodnim. W miejscu tym na glinach zwałowych lekkich i średnich powstały gleby brunatne wylugowane.
- **Stok.** Punkt obserwacyjny położony jest na wysokości 147,5 m. n.p.m., na zachodnim stoku moreny czołowej. Stok ten ma nachylenie około 200 i jest stosunkowo rozległy; punkt usytuowany jest w jego środkowej części. Teren jest tu porośnięty trawą. Punkt obserwacyjny znajduje się w odległości 150 m od granicy lasu położonego na południu, odległość do lasu znajdującego się na północy i na zachodzie wynosi po 200 m. W podłożu występują, gleby brunatne właściwe, utworzone na glinach lekkich i średnich.
- **Jezioro.** Punkt położony jest na wysokości 128 m n.p.m., około 70 cm nad lustrem wody jeziora Łękuk. Znajduje się on na skraju porośniętego bujną, trawą, płaskiego terenu bezpośrednio przylegającego do jeziora. Obszar ten ma długość około 30 m i szerokość dochodzącą do 15 m; od strony lądu otoczony jest stokami moreny czołowej. Wokół rośnie las zbliżony do olsu, z bogatym runem i podszytem. Wzdłuż brzegu jeziora ciągnie się szeroki pas trzciny, izolujący punkt od otwartej wody. Występują tu gleby hydrogeniczne, glejowo-murszowe, wytworzone na utworach pojeziernych.

Punkty pomiarów marszrutowych

Teren badań położony jest między Diablą Górą i jeziorem Łękuk. Ma około 1 km długości i około 200 metrów szerokości. Położenie punktów, na których wykonywane były pomiary w czasie marszrut, przedstawiono na rys. 3.



Rys. 3. Lokalizacja punktów pomiarów marszrutowych

1 – punkt obserwacji stacjonarnych Jezioro. 2 – położony jest na niewielkim spłaszczeniu na skraju 2,5-metrowej skarpki, około 15 m od brzegu jeziora, w lesie liściastym o zwartych koronach drzew. 3 – leży na niewielkim stoku o ekspozycji północnej, o nachyleniu nieprzekraczającym 100° i jest pokryty roślinnością trawiastą. 4 – punkt obserwacji stacjonarnych Stok. 5 – leży na południowym stoku moreny czołowej o nachyleniu około 5°, na skraju lasu i przylegającej do niego od północy łąki, między młodymi drzewami. Teren jest tu porośnięty trawą. 6 – punkt obserwacji stacjonarnych Wierzchowina. 7 – leży na wypłaszczeniu stoku moreny, na łące, od zachodu i północy otoczony jest przez gęsty i wysoki szpaler olszynowy, w odległości 30 m od niewielkiego, zarastającego oczka wodnego. 8 – punkt obserwacji stacjonarnych Las. 9 – znajduje się na południowym stoku moreny czołowej, grunt jest podmokły, przez spłaszczenie płynie niewielki ciek, leży w odległości około 5 m od drogi gruntowej, w gęstym lesie mieszanym z przewagą drzew liściastych, o bogatym runie i podszytcie.

Wpływ szaty roślinnej na zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diabiej Górze

Klimat lasu zależy od struktury gatunkowej i wiekowej drzewostanu, zwarcia koron drzew, a także stopnia rozwoju niższych pięter roślinnych, głównie podszytu. Dlatego też klimat lasu może w różnym stopniu odbiegać od klimatu otaczających go terenów,

ponadto w różnych kompleksach leśnych, a nawet w obrębie tego samego kompleksu leśnego lokalne warunki klimatyczne mogą się charakteryzować wyraźną odrębnością.

Na obszarach leśnych dużą, część bezpośredniego promieniowania słonecznego zatrzymują, korony drzew. Od ich zwarcia i stopnia ulistnienia, a także od obecności i zwartości piętra podszytu oraz podrostu zależy dopływ tego promieniowania do powierzchni gruntu. W istotny sposób wpływa to na warunki termiczne przygruntowej warstwy powietrza w lesie. Ograniczony ruch powietrza, zwłaszcza w miejscach o dużej zwartości drzewostanu, sprzyja przy tym różnicowaniu się warunków termicznych nawet na niewielkim obszarze.

Klimat lokalny panujący wewnątrz lasu nazywany jest fitoklimatem lub klimatem podokapowym, zespół warunków klimatycznych panujących na łąkach, pastwiskach lub polach uprawnych nosi natomiast nazwę klimatu terenów otwartych.

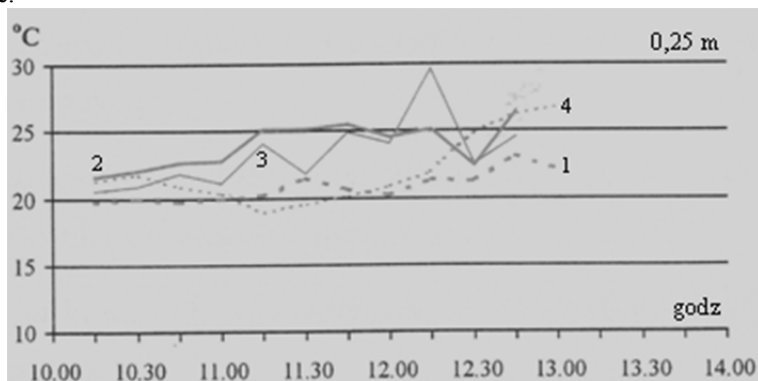
We wschodniej części terenu badań znajduje się fragment dużego kompleksu leśnego, jakim jest Puszcza Borecka. Były w nim zlokalizowane dwa punkty pomiarowe – punkt stacjonarny o nazwie Las i punkt marszrutowy numer 9. Pierwsze z tych miejsc położone jest w lesie mieszanym z przewagą drzew liściastych, a drugie w gęstym lesie liściastym. Oprócz tego jezioro Łęku otoczone jest kilkudziesięciometrowym pasem olsu. Pozostały teren pokrywa roślinność trawiasta.

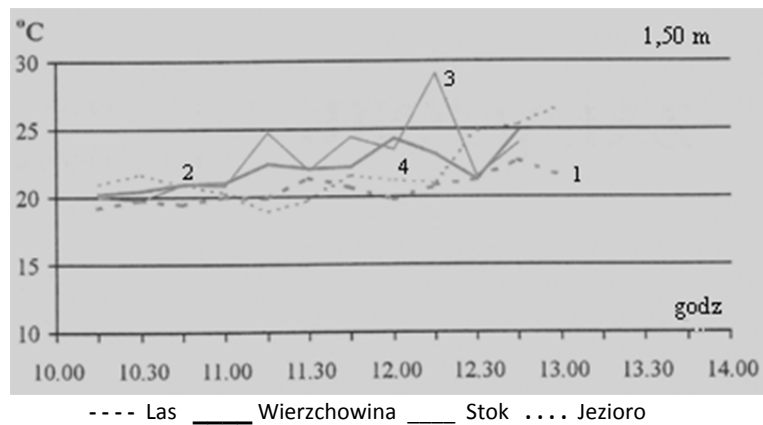
Wpływ szaty roślinnej na warunki termiczne, wilgotnościowe i wiatrowe najlepiej uwidacznia się gdy jest ona w pełni rozwoju. Z tego względu najwięcej spostrzeżeń dotyczących specyfiki warunków panujących w różnych zbiorowiskach roślinnych na Diablej Górze dostarczyły letnie serie obserwacyjne.

Warunki termiczne

12 czerwca 2002 r. w momencie rozpoczęcia przedpołudniowej serii pomiarowej, o godzinie 10¹⁵, temperatura powietrza w lesie była o 2,0°C niższa niż na wierzchołku. W miarę upływu czasu różnica temperatury między tymi dwoma punktami powiększała się i po godzinie 11¹⁵ wahała się od 3,5°C do 5,0°C (rys. 4-5).

Latem, przy pogodzie słonecznej i z małą prędkością wiatru, wychłodzenie gruntu przygruntowej warstwy powietrza w godzinach popołudniowych oraz wieczornych było w lesie słabsze niż na otwartej przestrzeni. Wynikało to z mniejszej utraty ciepła z podłoża w godzinach popołudniowych. W tym samym czasie wypromieniowanie ciepła na otwartym terenie było znacznie większe. Z tych względów we wczesnych godzinach wieczornych temperatura powietrza w lesie stawała się wyższa niż na wierzchołku.



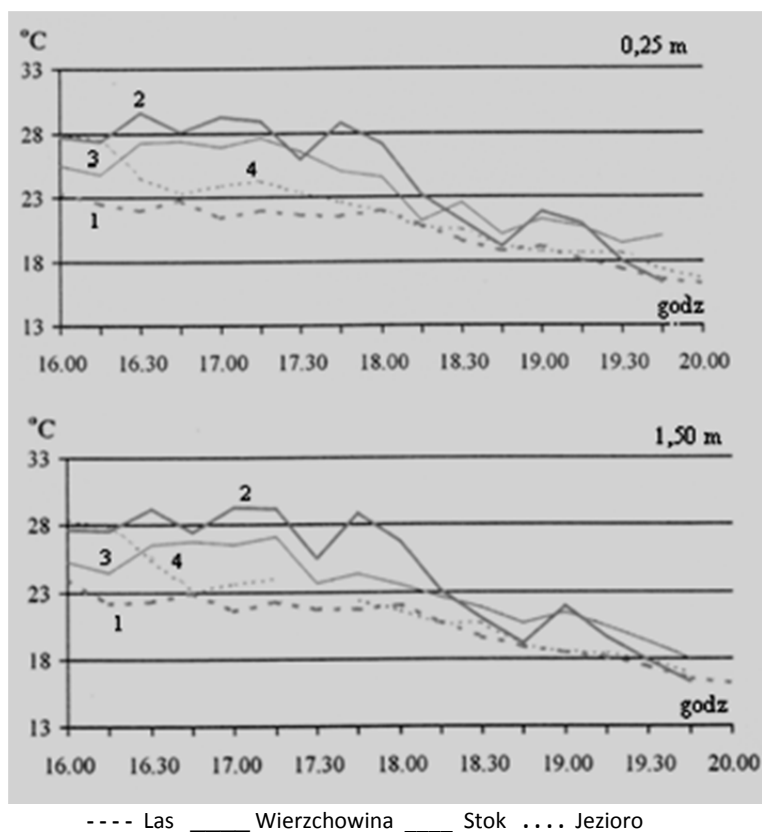


Rys. 4. Zmiany temperatury powietrza na profilu pomiarowym w dniu 12 czerwca 2002 r. (10⁰⁰-14⁰⁰)

Najlepszym przykładem takiej sytuacji była popołudniowa seria pomiarowa z 12 czerwca 2002 r. Początkowo w lesie było chłodniej niż na wierzchowinie aż o 6,0-9,0°C, zaś po kilku godzinach sytuacja zasadniczo zmieniła się i pod okapem drzew temperatura powietrza stała się o około 1,0°C wyższa niż na wierzchowinie .

Konsekwencją, opisanych odrębności tempa i wielkości nagrzewania się gruntu i przygruntowej warstwy powietrza w lesie był mniejszy zakres wahań temperatury powietrza na tym obszarze w ciągu dnia. 12 czerwca 2002 r. w godzinach 10⁰⁰-20⁰⁰ temperatura na punkcie pomiarowym w lesie wzrosła z 16,0 do 23,5°C, na wierzchowinie zaś od 15,0°C do 29,0°.

Letnia seria obserwacyjna w 2002 r. dostarczyła też przykładu szybkości różnicowania się warunków termicznych pomiędzy lasem i terenem otwartym przy zmianie zachmurzenia.



Rys. 5. Zmiany temperatury powietrza na profilu pomiarowym w dniu 12 czerwca 2002 r. (16⁰⁰-20⁰⁰)

Obserwacje prowadzone w innych porach roku pozwoliły dodać kolejne spostrzeżenia dotyczące wpływu szaty roślinnej na warunki termiczne.

W czasie jesiennej serii obserwacyjnej w 2002 r. różnice temperatury powietrza mierzonej w lesie i na wierzchowinie były niewielkie, przy czym ciepłej było w lesie.

Interesującą, sytuację stwierdzono podczas wiosennych serii obserwacyjnych 28 i 30 kwietnia 2003 r.

28 kwietnia 2003 r., przy zmiennym zachmurzeniu, różnica temperatury powietrza między punktem w lesie i punktami położonymi w otwartym terenie wahała się od 0,5°C do 4,0°C. 30 kwietnia 2003 r., przy całkowitym zachmurzeniu, różnica ta była mniejsza i wynosiła od 1,0°C do 2,5°C (załącznik rys. 29 a i c).

Osobnego rozpatrzenia wymaga porównanie warunków termicznych panujących w lesie i w zagłębieniu terenowym sąsiadującym z jeziorem Łękuk. Obydwa zlokalizowane tam punkty obserwacyjne położone były w otoczeniu bujnej roślinności. Punkt Las położony był na skraju dużego kompleksu leśnego, punkt Jezioro leżał na niewielkiej polance otoczonej z trzech stron gęstą, olszem.

Warunki termiczne panujące w tych dwóch punktach były najczęściej zbliżone, chociaż było to wynikiem wpływu nie tylko szaty roślinnej, ale też innych, różnych czynników o zasięgu lokalnym:

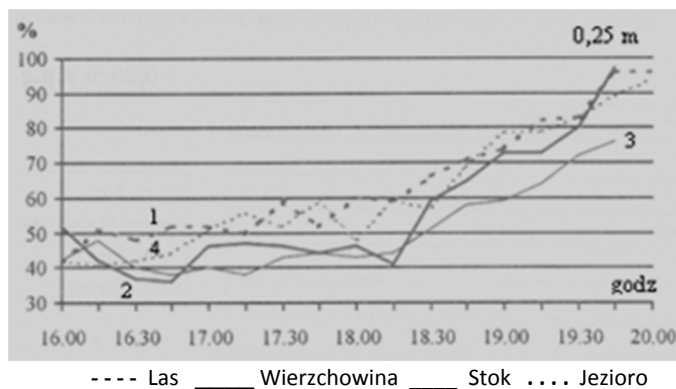
- w czasie serii obserwacyjnej jesienią 2002 r. na obydwu omawianych punktach temperatura powietrza była wyższa niż w terenie otwartym. W lesie było to spowodowane łatwiejszym dostępem promieniowania słonecznego do powierzchni gruntu (znaczna część drzew bezlistna), nad jeziorem zaś – ocieplającym wpływem zbiornika wodnego;
- w czasie serii obserwacyjnej wiosną, 2003 r. obydwie punkty wyróżniły się niższą temperaturą powietrza w stosunku do mierzonej w terenie otwartym. Wynikało to z ochładzającego wpływu zbiornika wodnego i długiego zalegania pokrywy śnieżnej w lesie.

Jedynie zimą, różnica temperatury powietrza między tymi dwoma punktami była duża – 5,0°C. Wyższa była wówczas temperatura nad jeziorem, ze względu na jego ocieplający wpływ na otoczenie.

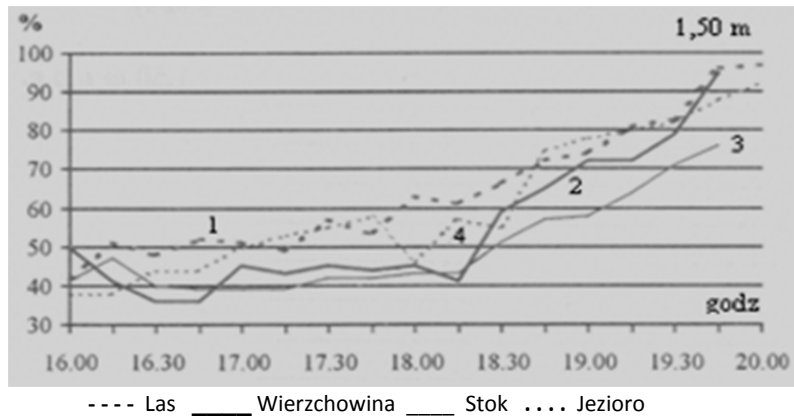
Warunki wilgotnościowe

Wilgotność względna powietrza w lesie we wszystkich seriach obserwacyjnych była z reguły wyższa niż w otwartym terenie. Przyczyną, tego stanu była głównie intensywna transpiracja, duże znaczenie miał także znacznie słabszy ruch powietrza wśród szaty roślinnej niż w otwartym terenie. W zależności od pory roku i dnia oraz pogody, niewielkim wahaniom ulegała tylko różnica wilgotności mierzonej w lesie oraz na wierzcholinie i stoku. Najczęściej różnica ta wynosiła 5-10 (rys. 6).

Ponieważ zmiany wilgotności względnej powietrza są, powiązane ze zmianami jego temperatury, niejednokrotnie stwierdzano, że zmiany różnicy wilgotności powietrza między lasem i terenem otwartym następowały właśnie w ślad za zmianami warunków termicznych. Na przykład 12 czerwca 2002 roku przed południem, gdy w lesie było chłodniej niż w otwartym terenie, wilgotność względna w lesie była o około 10% większa niż na wierzcholinie. Po południu, w miarę jak temperatura powietrza w lesie stawała się wyższa niż w terenie otwartym, różnica ta malała. W momencie zakończenia obserwacji wilgotność względna na obydwu omawianych punktach była taka sama.



Rys. 6a. Zmiany wilgotności względnej na profilu pomiarowym w dniu 12 czerwca 2002 roku

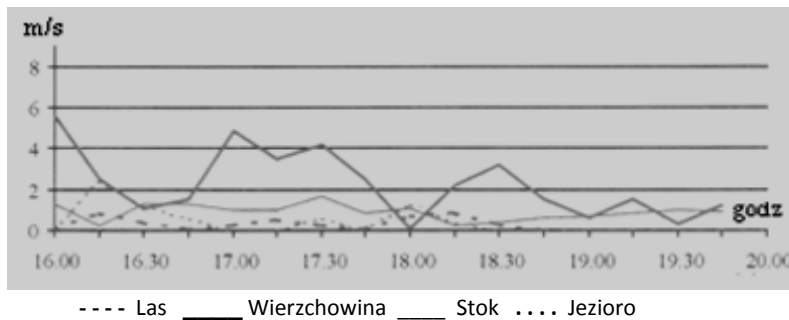


Rys. 6b. Zmiany wilgotności względnej na profilu pomiarowym w dniu 12 czerwca 2002 r.

Warunki wiatrowe

Bardzo wyraźny był wpływ szaty roślinnej na prędkość wiatru. W punktach pomiarowych otoczonych bujną roślinnością prędkość wiatru była zawsze mniejsza niż w punktach położonych w terenie otwartym (rys. 7).

Rola szaty roślinnej w zmniejszeniu intensywności przepływu powietrza była najwyraźniejsza przy dużej prędkości wiatru w terenie otwartym. Warunki takie panowały w czasie zimowej serii obserwacyjnej 3 lutego w godzinach przedpołudniowych w terenie otwartym prędkość wiatru sięgała 4,2 m/s na wierzchowinie oraz 7,4 m/s na stoku, w lesie zaś czterokrotnie notowano ciszę (na 13 pomiarów), a najwyższa prędkość wiatru wynosiła 1,5 m/s.



Rys. 7. Zmiany prędkości wiatru na profilu pomiarowym w dniu 12 czerwca 2002 r.u

Na punktach pomiarowych znajdujących się w lesie i pod osłoną lasu w zagłębieniu terenowym znacznie częściej niż w innych miejscach występowała cisza. Tak np. 12 czerwca 2002 r. po godzinie 1 na wierzchowinie wiał słaby wiatr o prędkości dochodzącej do 1,5 m/s, a w tym samym czasie w lesie oraz w zagłębieniu terenowym panowała cisza. Podobna sytuacja wystąpiła podczas jesiennej, popołudniowej serii pomia-

rowej – podczas gdy na wierzchowinie prędkość wiatru wahała się od 0,4 m/s do 1,5 m/s w lesie przez cały czas notowano ciszę.

Najważniejsze wnioski

W pracy badano zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej przede wszystkim w zależności od rzeźby terenu, szaty roślinnej, a także obecność zbiornika wodnego. Materiałem, na podstawie którego dokonano analizy, są wyniki badań terenowych przeprowadzonych przez autorkę pracy w latach 2002-2003.

Badania terenowe będące podstawą niniejszej pracy wykonywano w różnych sezonach lat 2002 i 2003, w różnych porach dnia i przy różnej pogodzie. Były to głównie obserwacje stacjonarne, prowadzone w czterech punktach zlokalizowanych w poszczególnych częściach terenu.

Zgodnie z ogólną, prawidłowością, różnice temperatury powietrza między poszczególnymi częściami badanego obszaru były największe podczas pogody słonecznej i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem.

W czasie letnich serii obserwacyjnych, w godzinach popołudniowych, przy słonecznej pogodzie, w terenie otwartym temperatura była wyższa niż w lesie o 1,5- 7,0°C, na wierzchowinie zaś była ona wyższa niż na stoku o około 2,0-3,0°C.

Różnice temperatury powietrza między tymi samymi obszarami i w tej samej porze dnia, ale przy pogodzie pochmurnej były dużo mniejsze – nieznacznie przekraczały one 1,0°C.

W trakcie badań terenowych najmniejsze zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych stwierdzono tuż po wschodzie Słońca. Wiosną, po bezchmurnej nocy, różnice temperatury powietrza na całym rozpatrywanym terenie nie przekraczały 1,2°C, zaś latem, w podobnych warunkach pogodowych wynosiły ok. 1,0°C. Największe różnice występowały natomiast latem, w godzinach wczesnopołudniowych, przy pogodzie insolacyjnej. Temperatura powietrza na wierzchowinie była wtedy o 2,0- 4,0°C wyższa niż na stoku, a mierzona w lesie przewyższała aż o 5,0-7,0°C.

Stwierdzono, że zmiany temperatury powietrza w ciągu dnia na rozpatrywanym terenie były bardzo zróżnicowane przestrzennie. W czasie serii obserwacyjnej prowadzonej latem, w godzinach przedpołudniowych i popołudniowych, przy małym zachmurzeniu, temperatura wzrosła na wierzchowinie z 15,0°C do 29,6°C. Znacznie mniejsze zmiany temperatury powietrza wystąpiły w tym samym czasie w lesie. W porównaniu do terenu otwartego wzrost temperatury był tam opóźniony, przebiegał wolniej, maksymalna wartość temperatury była niższa, wychładzanie pod okapem drzew zaczynało się później, a temperatura nie spadała do tak niskiej wartości, jak w terenie pokrytym skąpą, roślinnością. W czasie opisywanych serii obserwacyjnych w czasie słonecznego, letniego dnia temperatura w lesie wzrosła z 16,0°C do 23,5°C.

Teren otwarty bardzo szybko reaguje na chwilowe zmiany warunków pogodowych (zmiany zachmurzenia), w związku z tym wahania temperatury powietrza w krótkim czasie mogą być tam bardzo duże. W czasie letniej serii obserwacyjnej, prowadzonej w warunkach zmniejszającego się zachmurzenia, stwierdzono, że w ciągu 15 minut temperatura na wierzchowinie i stoku zmieniała się o 1,0-2,0°C, w tym samym czasie w lesie i nad jeziorem o 0,2-0,4°C (w ślad za tą, zmian nastąpił szybki spadek wilgotności względnej powietrza: w terenie otwartym o około 15%, a w lesie i nad jeziorem o niecałe 5%).

Duże różnice warunków termicznych i wilgotnościowych mogą występować także między terenami, które zaliczyć można do tej samej grupy obszarów. Tak np. w trakcie badań terenowych stwierdzono, że w czasie słonecznej letniej pogody w lesie o dużej zwartości koron drzew temperatura powietrza była o 1°C niższa, a wilgotność względna o 7% większa niż w lesie o mniejszej zwartości koron drzew. W czasie tych samych badań zauważono także wyraźne różnice warunków panujących na stokach o różnej ekspozycji: na stoku południowym temperatura powietrza była o 0,5-1,0°C wyższa, a wilgotność względna o 8% mniejsza niż na stoku północnym.

Większe wartości wilgotności względnej powietrza na rozpatrywanym terenie występują w otoczeniu jeziora Łękuk. Ponieważ jezioro to jest małe i płytkie oraz otoczone stromymi stokami i bujną roślinnością, ma ono ograniczony przestrzennie wpływ na wilgotność powietrza. Spada on gwałtownie w miarę oddalania się od jego brzegów. Latem, w godzinach przedpołudniowych i wieczornych, w czasie słonecznego dnia, wilgotność względna nad jeziorem była większa o około 15% niż na stoku położonym 200 metrów dalej i 25 metrów wyżej.

Również w lesie wilgotność względna powietrza ma wysoką wartość. Jest to spowodowane dużą dostawą pary wodnej na drodze transpiracji oraz dogodnymi warunkami do jej zatrzymywania pod okapem drzew, gdzie ruch powietrza jest znacznie ograniczony. Latem, przed południem, przy zmiennym zachmurzeniu, wilgotność w lesie była większa niż na wierzchołku średnio o 10-11%.

W trakcie wszystkich serii obserwacyjnych największa prędkość wiatru była zawsze w terenie otwartym. W lesie na wierzchołku oraz w zagłębieniu terenowym znacznie częściej występowała cisza (w drugim ze wskazanych miejsc mimo bliskiego sąsiedztwa jeziora). Tak np. w czasie obserwacji prowadzonych zimą prędkość wiatru w terenie otwartym była duża (wahała się od 2,5 m/s do 10,8 m/s), zaś w tym samym czasie w lesie występowały przypadki ciszy, a największa zmierzona prędkość wiatru wynosiła nieco ponad 2,0 m/s. W tym samym czasie w zagłębieniu terenowym prędkość wiatru wahała się od około 1,0 m/s do 2,5 m/s.

W terenie otwartym, położonym z dala od zbiornika wodnego i pokrytym skąpą roślinnością trawiastą, największe znaczenie w tworzeniu lokalnych modyfikacji klimatu ma rzeźba terenu. Cechami wyróżniającymi ten obszar na tle całego rozpatrywanego terenu są przede wszystkim szybkie tempo nagrzewania się i wychładzania gruntu i przygruntowej warstwy powietrza (szczególnie na wierzchołku), względnie mała wilgotność względna powietrza, duże wahania temperatury i wilgotności powietrza w ciągu dnia oraz duża prędkość wiatru.

Na obszarze Puszczy Boreckiej najważniejszym czynnikiem wpływającym na klimat lokalny jest bujna szata roślinna, powodująca opóźnienie terminów rozpoczęcia nagrzewania się i wychładzania powietrza w stosunku do terenu otwartego, zmniejszenie wahań temperatury powietrza w ciągu dnia, podwyższenie wartości wilgotności względnej oraz zmniejszenie prędkości wiatru.

Najbardziej złożonym układem czynników wpływających na klimat lokalny charakteryzował się teren sąsiadujący z jeziorem Łękuk. W panujących tu warunkach wskazać można wyraźne konsekwencje wpływu zarówno rzeźby terenu (mała prędkość wiatru, często dogodne warunki do szybkiego wzrostu temperatury w godzinach okołopołudniowych), jak i sąsiedztwa zbiornika wodnego (duża wilgotność powietrza, relatywnie wysoka temperatura powietrza zimą, niska zaś wiosną) oraz szaty roślinnej (duża wilgotność powietrza, mała prędkość wiatru).

6.2.4. Zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki

Autor: Karolina WOLSZCZAK

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

Cel i założenia pracy

Praca poświęcona jest badaniom zróżnicowania klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki. Teren badań położony jest w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich, w odległości około 10 km od miejscowości Krukłanki.

Właściwości klimatu lokalnego kształtowane są na terenie obejmującym dziesiątki, a nawet setki metrów. Właściwości te zaznaczają się również w pionie lecz w miarę wzrostu wysokości specyfika danego terenu zanika.

Na zróżnicowanie klimatu lokalnego danego obszaru wpływają takie czynniki jak: różnorodna szata roślinna, rzeźba i ukształtowanie terenu, ekspozycja zboczy, podłoże, obecność zbiorników wodnych i cieków rzecznych, zabudowa. Każdy z tych czynników wpływa na powstanie specyficznych warunków klimatycznych. Zmiana któregoś z nich, na przykład wycięcie lasu i wprowadzenie na danym terenie upraw, w decydujący sposób zmienia klimat lokalny otoczenia.

Niniejsza praca jest częścią większego opracowania będącego monografią tej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. Równolegle do badań nad klimatem lokalnym okolic jeziora Żabinki prowadzono badania na skraju Puszczy Boreckiej w okolicy Diablej Góry. Badaniami objęto także wieś Krukłanki i jej najbliższe otoczenie.

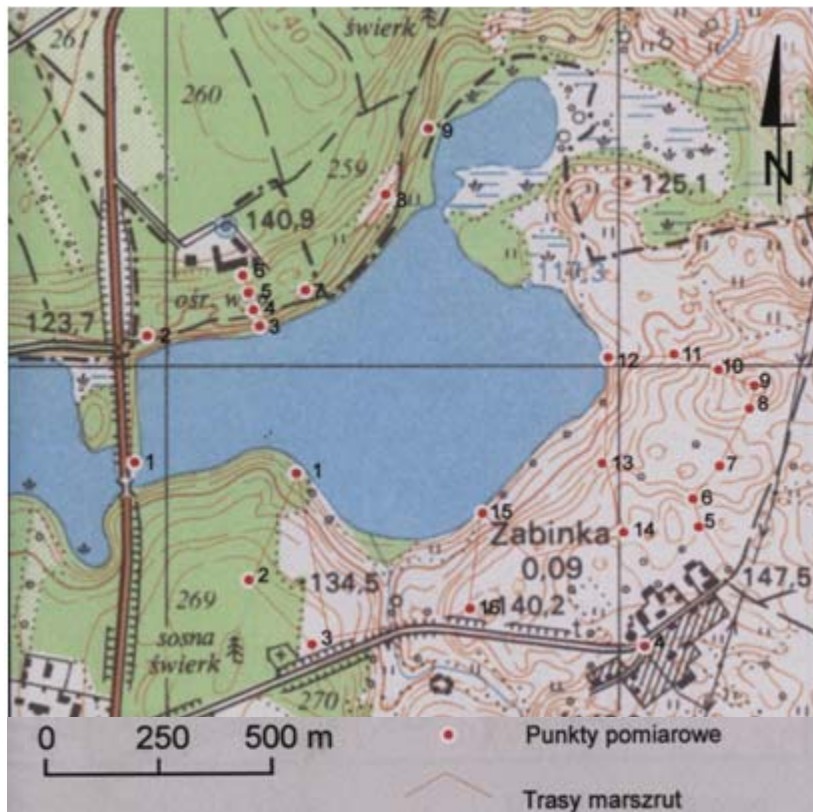
Tereny sąsiadujące z jeziorem Żabinki zostały wybrane z tego względu, gdyż właśnie tam planowane jest utworzenie rezerwatu przyrody, którego zadaniem byłaby ochrona unikatowej formy terenu jaką jest kocioł eworsyjny, a także przylegający do jeziora bór sosnowo-świerkowy i lęg.

Pierwsza część pracy przedstawia charakterystykę fizycznogeograficzną Krainy Wielkich Jezior Mazurskich z uwzględnieniem okolic jeziora Żabinki. Zamieszczono tu opis położenia regionu, ukształtowania terenu, budowy geologicznej, opis gleb charakterystycznych w tym terenie, opis warunków hydrologicznych i szaty roślinnej. W tej części przedstawiono również charakterystykę warunków klimatycznych Krainy Wielkich Jezior Mazurskich.

Druga część pracy poświęcona jest zróżnicowaniu klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki. Ta część pracy zawiera opracowanie wyników badań terenowych przeprowadzonych w czterech okresach fenologicznych nad jeziorem Żabinki w latach 2002 - 2003. Terminy pomiarowe wybrano tak, aby uchwycić różnice termiczno-wilgotnościowe poszczególnych pór dnia. Uzyskano w ten sposób dane: temperatury i wilgotności powietrza, wielkości i rodzaju zachmurzenia, kierunku i prędkości wiatru, a także stanu gruntu. Następnie wartości te posłużyły do szczegółowego opracowania właściwości klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki, oraz stworzenia mapy jednostek topoklimatycznych tego terenu.

Metody pomiarowe

Główny materiał badawczy do niniejszej pracy stanowią dane temperatury i wilgotności względnej powietrza, zebrane podczas badań terenowych w latach 2002-2003, prowadzonych w okolicy jeziora Zabinki (rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych i tras marszrutowych

Pomiary wykonano metodą marszrutową. Metoda ta polega na przeprowadzeniu pomiaru temperatury i wilgotności względnej powietrza w poszczególnych punktach wybranych tak, aby reprezentowały one poszczególne typy topoklimatów. W punktach tych dokonano pomiaru temperatury i wilgotności względnej powietrza na dwóch poziomach: na wysokości 0,25 m i 1,50 m nad poziomem gruntu. Określano również kierunek i prędkość wiatru, stopień zachmurzenia i rodzaju chmur, a także stan gruntu. Czas pomiaru nie powinien przekroczyć dwóch godzin od momentu rozpoczęcia pomiarów do zamknięcia marszrutu w tym samym punkcie bazowym.

Aparatura pomiarowa jaką wykorzystano podczas badań to termohigrometr. Jego zaletą jest niewielka waga, a także bardzo czuły elektroniczny czujnik mierzący temperaturę powietrza z dokładnością do dziesiątej części stopnia Celsjusza. Podobnie jest z wilgotnością powietrza, która jest mierzona w procentach. Niestety dużą wadą tego

sprzętu jest jego podatność na rozregulowanie. Innym przyrządem służącym do pomiaru jest anemometr mierzący prędkość wiatru z dokładnością do 0,1 m/s.

Ze względu na rozmiary jeziora, a także niedostępność terenu w północno-wschodniej części jeziora wyznaczono dwa szlaki marszrutowe (rys. 1). Jeden z nich przeprowadzono po północnej stronie jeziora, a drugi po południowej. Oba te szlaki obejmowały tereny charakterystyczne o zróżnicowanym ukształtowaniu terenu, ekspozycji, porośnięte przez różne zbiorowiska roślinne.

Pierwsze serie pomiarowe wykonano 12 i 13 czerwca 2002 roku, w trzech terminach pomiarowych. Rano o godzinie 7²⁰ i 9⁴⁵ i po południu o godzinie 16¹⁵. Pomiary w tych terminach miały uchwycić różnice termiczno-wilgotnościowe pomiędzy poszczególnymi siedliskami w różnych porach doby.

Kolejne serie pomiarowe przeprowadzono 14 listopada 2002 roku. Serie te obejmowały dwa pomiary jeden rano o godzinie 10.00, a drugi o godzinie 15³⁰.

Zimowe pomiary miały miejsce 4 lutego 2003 roku i również obejmowały dwa terminy o godzinie 10⁰⁰ rano i 15³⁰ po południu.

Ostatnie serie pomiarowe odbyły się w terminie od 27 do 30 kwietnia 2003 roku. Pomiarów dokonano w następujących godzinach 6⁰⁰ i 10⁰⁰ rano, a także 18³⁰ i 18⁵⁵ wieczorem.

Niektóre wyniki pomiarów temperatury powietrza i wilgotności względnej na profilach 1 i 2 w dni letnie, wiosenne, jesienne i zimowe na wysokościach 0,25 i 1,50 m przedstawiono na rys. 2-9.

Punkty pomiarowe

Dla potrzeb badań, w terenie wyznaczono punkty pomiarowe, które reprezentowały poszczególne jednostki topoklimatyczne, różniące się właściwościami termicznymi i wilgotnościowymi. Na południe od jeziora wyznaczono 16 punktów pomiarowych, natomiast na północ od jeziora wyznaczono tych punktów 9 (rys. 1). Na południe od zbiornika wodnego zlokalizowano następujące punkty:

Punkt nr 1 położony jest nad brzegiem jeziora, porośniętym przez las, w odległości około 300 m na wschód od drogi łączącej wieś Jeziorowskie z wsią Jakunówko.

W drzewostanie przeważają stare świerki. Nad samym brzegiem rosną olchy. W podszyciu trawy i mchy.

Punkt nr 2 stanowisko pomiarowe położone w lesie mieszanym. W drzewostanie wyróżniamy świerki, jarzębinę, dęby. W podszyciu wyróżniamy mchy i borówkę czarną jagodę. Punkt znajduje się w odległości 10 m na wschód od ścieżki prowadzącej przez las.

Punkt nr 3 usytuowano w odległości około 30 m od drogi prowadzącej do wsi Żabinka, po jej północnej stronie, w młodym lesie, którego skład gatunkowy to brzozy. Od pomocy i wschodu młodnik brzozy otoczony jest przez młodnik sosnowy, a od zachodu graniczy ze starym lasem świerkowo-sosnowym. W podszyciu znajdują się trawy.

Punkt nr 4 znajduje się w centrum wsi Żabinka przy skrzyżowaniu dróg. W otoczeniu zabudowa wiejska. W podłożu piasek i trawa.

Punkt nr 5 zlokalizowany jest za wsią po jej północnej stronie, na wyniesieniu terenu. Na południowy-zachód w odległości 50 m jest niewielkie bajorko. W kierunku północno-zachodnim w odległości 70 m jest pas zadrzewień. Pokrycie terenu to roślinność trawiasta, jest to pastwisko.

- Punkt nr 6 reprezentuje stok o ekspozycji północnej. Punkt ten znajduje się w odległości 100 m na północ od punktu poprzedniego. Pokrycie terenu to roślinność trawiasta, jest to pastwisko.
- Punkt nr 7 położony jest w zagłębieniu terenu około 60 m od punktu poprzedniego. Podłoże jest wilgotne, po opadach utrzymuje się tu woda. Roślinność w podłożu to trawa i sitowie.
- Punkt nr 8 usytuowano na stoku południowym najwyższego na tym terenie pagórka mniej więcej w połowie jego wysokości. W podłożu zalegają ropy i żwiry porośnięte przez trawy i osty.
- Punkt nr 9 znajduje się na wierzchołku najwyższego pagórka mającego 152,5 m n.p.m. W podłożu są ropy i żwiry z roślinnością trawiastą i ostami.
- Punkt nr 10 położony jest na stoku o ekspozycji północnej. W kierunku północnym w odległości około 2 m znajduje się rząd jarzębin. Jarzębiny stoją na szczycie niewielkiej skarpy.
- Punkt nr 11 reprezentuje w miarę płaski teren położony pomiędzy pagórkiem, a jeziorem. Jest to teren podmokły. W podłożu trawy, osty, a w miejscach gdzie utrzymuje się woda sitowie.
- Punkt nr 12 zlokalizowano nad brzegiem jeziora po wschodniej jego stronie wśród młodych olch. W podłożu występują trawy.
- Punkt nr 13 leży w połowie wysokości stoku o ekspozycji północnej. Punkt leży po południowo-wschodniej stronie jeziora, przy samotnej olszy. W odległości około 300 m w kierunku południowo-wschodnim znajduje się wieś. Grunt w tym miejscu jest mokry, gdyż powyżej znajduje się młaka. Roślinność w podłożu to trawy mchy i sitowie.
- Punkt nr 14 usytuowano na skraju pola uprawnego rozciągającego się na północ od wsi, na płaskim terenie. W kierunku południowym w odległości 300 m znajdują się gospodarstwa. W podłożu roślinność trawiasta.
- Punkt nr 15 położony jest w odległości około 2 m od jeziora na południowym brzegu. Punkt osłonięty jest przed działaniem promieni słonecznych skupiskiem drzew. Grunt jest wilgotny, porośnięty roślinnością trawiastą.
- Punkt nr 16 leży na zachodnim stoku pagórka. W kierunku południowo-wschodnim znajduje się wieś. Na południe w odległości 30 m jest droga prowadząca do wsi Żabinka.
- Na północ od jeziora zlokalizowano następujące punkty:
- Punkt nr 1* usytuowano nad brzegiem jeziora, po wschodniej stronie mostu, przetrzuczonego przez kanał łączący jezioro Żabinki z jeziorem Gołdopiwo. Grunt jest wilgotny, porośnięty roślinnością trawiastą.
- Punkt nr 2* leży 20 m na wschód od drogi łączącej wieś Jeziorowskie z wsią Jakunówko. Punkt położony jest na niewielkim parkingu leśnym na północnym brzegu jeziora.
- Punkt nr 3* zlokalizowano nad brzegiem jeziora, przy niewielkim pomoście. 150 m na północ znajduje się ośrodek wypoczynkowy.
- Punkt nr 4* usytuowano u podnóża skarpy. Teren ten jest osłonięty przed działaniem promieni słonecznych zwartą pokrywą koron drzew. W podłożu znajduje się roślinność trawiasta. Jest to obszar narażony na częste i dość silne ruchy powietrza, gdyż ścieżka tworzy tu coś w rodzaju tunelu, przez co może powstawać efekt tunelowy.
- Punkt nr 5* położony na terenie płaskim powyżej skarpy. Teren ten służy za boisko do gry w piłkę. W podłożu jest roślinność trawiasta. 50 m na północ powyżej skarpy znajduje się ośrodek wypoczynkowy.

Punkt nr 6 leży na terenie ośrodka wypoczynkowego. 10 m w kierunku pomocnym znajdują się budynki. W kierunku południowym poniżej skarpy jest boisko sportowe.

Punkt nr 7 zlokalizowano w lesie, rosnącym na wschód od ośrodka wypoczynkowego.

Punkt położony jest po południowej stronie drogi biegnącej wzdłuż jeziora. W odległości około 20 m na południe znajduje się jezioro.

Punkt nr 8 umieszczono na niewielkiej polance śródlęsnej. W odległości około 30 m w kierunku południowym jest jezioro.

Punkt nr 9 usytuowano w starym świerkowym lesie. Jest to punkt najbardziej wysunięty na wschód po północnej stronie jeziora Żabinki. Punkt ten jest położony około 20 m od brzegu niewielkiej odnogi jeziora, powstałej w wyniku zarastania zbiornika wodnego.

Spośród opisanych powyżej punktów wybrano punkty reprezentujące zarówno tereny porośnięte przez las jak i przez roślinność łąkową, a także reprezentujące obszary płaskie, stoki i pagórki. W ten sposób powstały dwa profile, z których dane zostały wykorzystane do sporządzenia wykresów temperatury i wilgotności powietrza.

Profil numer 1 obejmuje 4 punkty położone na brzegu północnym i 3 punkty leżące na brzegu południowym jeziora. Punkty na brzegu pomocnym to punkty od numeru 3 do 6 spośród punktów opisanych powyżej. Reprezentują one brzeg jeziora, teren porośnięty lasem, teren płaski porośnięty roślinnością trawiastą i teren zabudowany tu jest to teren ośrodka wypoczynkowego. Trzy punkty na brzegu południowym obejmują punkty numer 1, 2, i 3 spośród wyżej opisanych i charakteryzują następujące tereny: las położony nad jeziorem, las, młodnik brzoźowy.

Profil numer 2 obejmuje 2 punkty położone na brzegu pomocnym. Są to punkty numer 6 i 7 spośród wyżej opisanych. Reprezentują one teren ośrodka wypoczynkowego, czyli obszar zabudowany i las położony nad brzegiem jeziora. Pozostałe punkty profilu drugiego umieszczono na brzegu południowym i obejmują one punkty numer 9, 10, 11 i 12. Punkty te reprezentują teren otwarty położony nad brzegiem jeziora, teren płaski położony w pewnej odległości od jeziora, stok o ekspozycji pomocnej i wierzchołek pagórka.

Ogólne zasady wyznaczania jednostek topoklimatycznych wg J. Paszyńskiego

Podstawą do teoretycznego wyznaczania jednostek przestrzennych typu topoklimatycznego stanowią równania bilansu cieplnego powierzchni czynnej dla godzin dziennych:

$$K_{\downarrow} + S = K_{\uparrow} + L + B + P + E$$

a dla godzin nocnych:

$$P + B + E + S = L$$

gdzie:

K_{\downarrow} – całkowite promieniowanie słoneczne (bezpośrednie + rozproszone),

K_{\uparrow} – promieniowanie słoneczne odbite od podłoża,

S – ciepło wyzwolane sztucznie przy procesach spalania,

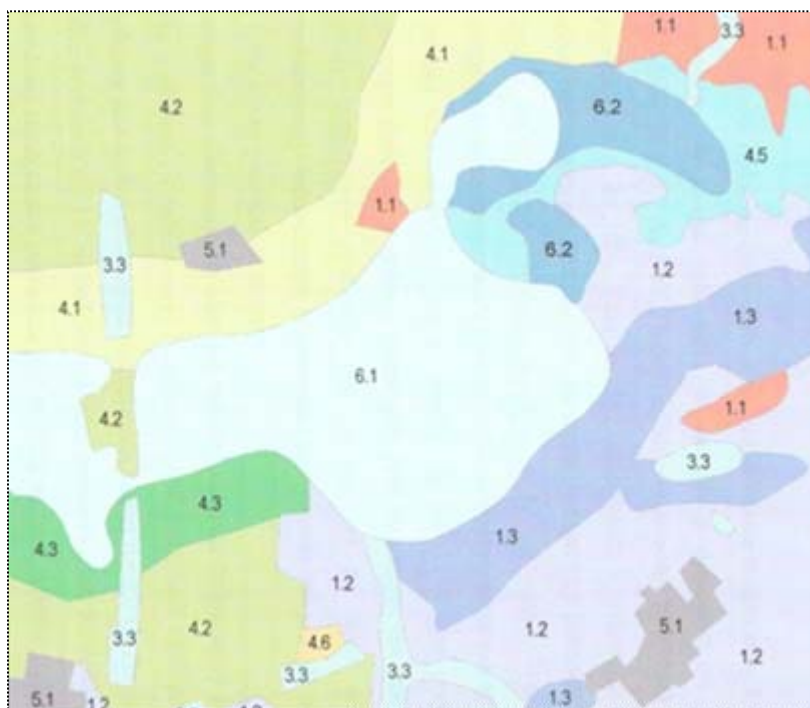
L – promieniowanie cieplne podłoża (wypromieniowanie efektywne),

P – wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą drogą konwekcji i turbulencji

B – wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a podłożem wskutek przewodzenia,

E – wymiana ciepła utajonego wskutek parowania lub kondensacji wody.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono na mapach i wykresach (rys. 1-12)



1.1	Stoki o nachyleniu > 5°, eksp..S
1.2	Stoki o nachyleniu < 5° i > 5°, eksp. E i W
1.3	Stoki o nachyleniu > 5°, eksp. N
3.3	Wszystkie drobne formy wklęsłe
4.1	Zalesione stoki o nachyleniu > 5°, eksp. S
4.2	Zalesione stoki o nachyleniu < 5° i > 5°, eksp. E i W
4.3	Zalesione stoki o nachyleniu > 5°, eksp. N
4.5	Powierzchnie zalesione w podmokłych dolinach
4.6	Młody las
5.1	Tereny zabudowane
6.1	Tereny obejmujące małe powierzchnie wodne
6.2	Bagna i tereny podmokłe

Rys. 2. Mapa jednostek topoklimatycznych okolic jeziora Żabinki

Podsumowanie

W pracy określono charakterystyczne cechy klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki, położonego na wschodnim krańcu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, na co po-

zwoliła szczegółowa analiza danych uzyskanych podczas pomiarów terenowych w latach 2002-2003.

Podczas analizy uzyskanych wyników wzięto pod uwagę wpływ następujących czynników na klimat lokalny: ukształtowania terenu i ekspozycji stoków, szatę roślinną, zbiorników wodnych.

Ekspozycja stoku ma duży wpływ na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza. W ciągu dnia stoki o ekspozycji północnej są przeważnie chłodniejsze o 0,7 do 2,0°C, jednocześnie zanotowano tu wyższą wilgotność powietrza o 4 do 10%. Taki rozkład temperatury i wilgotności powietrza może być zaburzony podczas, gdy na stoku o ekspozycji pomocnej występuje źródło, bądź bardziej rozległy wypływ wody jak młaka. Wówczas woda potęguje różnice temperatury powietrza, co w dużej mierze zależy również od termiki wód wypływających ze źródła czy młaki. W tym przypadku nad jeziorem Żabinki na stoku o ekspozycji NW na którym ma miejsce wysięk wody temperatura powietrza jest wyższa niż na stoku o ekspozycji południowej. Jednocześnie zanotowano tam wyższą wilgotność powietrza do 10%, niż na pozostałym terenie.

W ciągu dnia obserwuje się również zmianę rozkładu temperatury powietrza na stoku o ekspozycji południowej i zachodniej. W godzinach południowych cieplejszy jest stok o ekspozycji południowej nawet do 2,0°C. Po południu, gdy słońce przesuwa się ku zachodowi i więcej promieni pada na stoki o ekspozycji zachodniej temperatura powietrza jest wyższa na tych właśnie stokach, a nie na stokach o ekspozycji południowej. Różnica temperatury powietrza między stokiem o ekspozycji zachodniej, a stokiem o ekspozycji południowej wynosi nawet 5,0°C. Wilgotność powietrza spada wraz ze wzrostem temperatury i jest najniższa w momencie występowania maksimum temperatury powietrza. Na stokach o ekspozycji zachodniej w momencie wystąpienia maksimum temperatury wilgotność powietrza była niższa o 10 do 20% niż na pozostałej części badanego terenu.

Wpływ na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza ma również ukształtowanie terenu. Zagłębienia sprzyjają powstawaniu zastoisk chłodnego powietrza spływającego z terenów położonych powyżej. Dodatkowo w zagłębieniach może zalegać woda, lustro wody podziemnej znajduje się tu bliżej. Wpływa to nieznacznie na podniesienie wilgotności powietrza i obniżenie temperatury powietrza średnio o 1,0°C. Bardzo duży wpływ na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza w zagłębieniach ma kierunek i prędkość wiatru. Wierzchołki pagórków są wystawione na działanie promieni słonecznych przez cały dzień, co może wpłynąć na podniesienie temperatury powietrza. Jednocześnie wierzchowiny są również narażone na działanie wiatru co obniża temperaturę powietrza.

Zaznacza się również wyraźny wpływ szaty roślinnej na kształtowanie temperatury powietrza. W zależności od pory dnia temperatura powietrza pomiędzy terenem otwartym a terenem zalesionym kształtuje się w odmienny sposób. W okresie lata w dzień w lesie jest wyraźnie niższa temperatura powietrza od 3,0°C do 7,0°C, a wyższa wilgotność nawet do 20%. Dzieje się tak za sprawą pokrywy koron drzew, które ograniczają dopływ promieniowania bezpośredniego, co opóźnia w czasie osiągnięcie maksimum temperatury powietrza. W terenie otwartym jest natomiast odwrotnie temperatura powietrza jest wyższa, a wilgotność niższa.

Odmienna sytuacja przedstawia się wieczorem, w nocy i nad ranem. Wówczas w lesie temperatura powietrza jest wyższa do 2,0°C niż na terenie otwartym. Przyczyną tego jest radiacyjne wypromieniowanie ciepła z podłoża. Proces ten rozpoczyna się wieczorem, kiedy dopływ promieniowania słonecznego zostaje zahamowany, a rozpoczyna się proces wypromieniowania ciepła z podłoża. W wyniku tego następuje spadek tempera-

tury powietrza w terenie otwartym tuż przy gruncie, a wzrost temperatury powietrza w partiach powietrza położonych wyżej nad powierzchnią gruntu.. W lesie proces ten jest hamowany przez korony drzew, które ograniczają proces wypromieniowania ciepła, dlatego jest tu cieplej. Podobną funkcję jak korony drzew spełniają w terenie otwartym chmury. Przy dużym stopniu zakrycia nieba chmurami proces radiacyjnego wypromieniowania ciepła z podłoża w terenie otwartym nie występuje. Proces radiacyjnego wypromieniowania ciepła zaznacza się przez cały rok.

Jesienią i zimą w lesie temperatura powietrza jest wyższa o około $0,5^{\circ}\text{C}$ również w ciągu dnia.

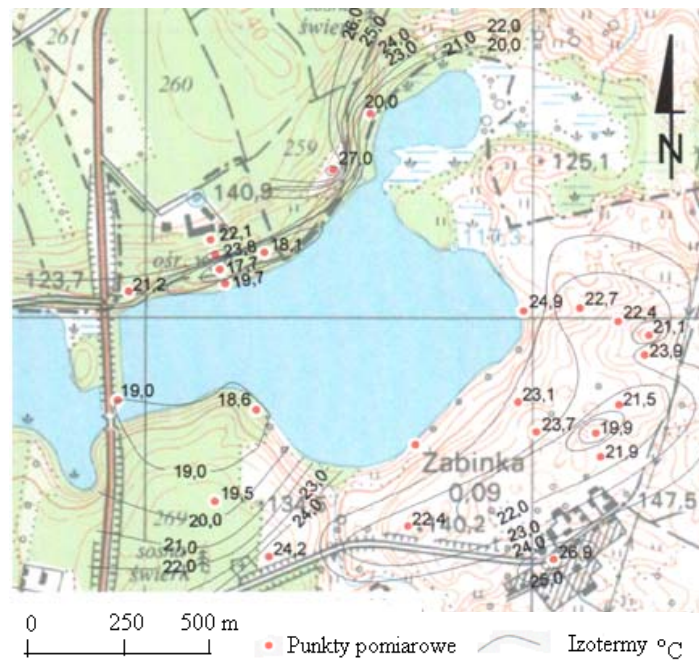
Wiatr ma bardzo duży wpływ na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza. Przez cały rok można zaobserwować ogromny wpływ prędkości wiatru na rozkład wartości zarówno temperatury jak i wilgotności powietrza. Wiatr jest bardzo ważnym czynnikiem chłodzącym. Wzrost prędkości wiatru o 2 m/s powoduje spadek temperatury powietrza o $1,0^{\circ}\text{C}$. Podobna zależność występuje również w kształtowaniu wilgotności powietrza. Bardzo ważny jest również kierunek wiatru, gdyż po stronie dowietrznej wartości temperatury i wilgotności powietrza są o wiele niższe niż po stronie zawietrznej. Bardzo ważną barierą ograniczającą prędkość wiatru jest las. Dlatego też w wielu przypadkach w lesie notowana jest wyższa temperatura powietrza niż w terenie otwartym.

Zbiorniki wodne mają ogromny wpływ na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza terenów otaczających. Wynika to z różnicy w tempie nagrzewania i wychładzania zbiorników wodnych i powierzchni lądowych, czego przyczyną jest różna pojemność cieplna wody i gleby. Różnica w tempie nagrzewania i ochładzania wpływa na mniejsze wahania temperatury powietrza nad zbiornikami wodnymi i w ich bliskim sąsiedztwie. W godzinach wieczornych, nocnych i porannych widoczny jest wyraźnie ocieplający wpływ jeziora na temperaturę otoczenia, która przy jeziorze może być wyższa nawet o $5,0^{\circ}\text{C}$ W dzień od godziny 7 rano do godziny 20 obserwuje się ochładzający wpływ jeziora. Temperatura powietrza w pobliżu zbiornika jest niższa o $0,6$ do $4,0^{\circ}\text{C}$ w porównaniu terenami położonymi w większej odległości od jeziora.

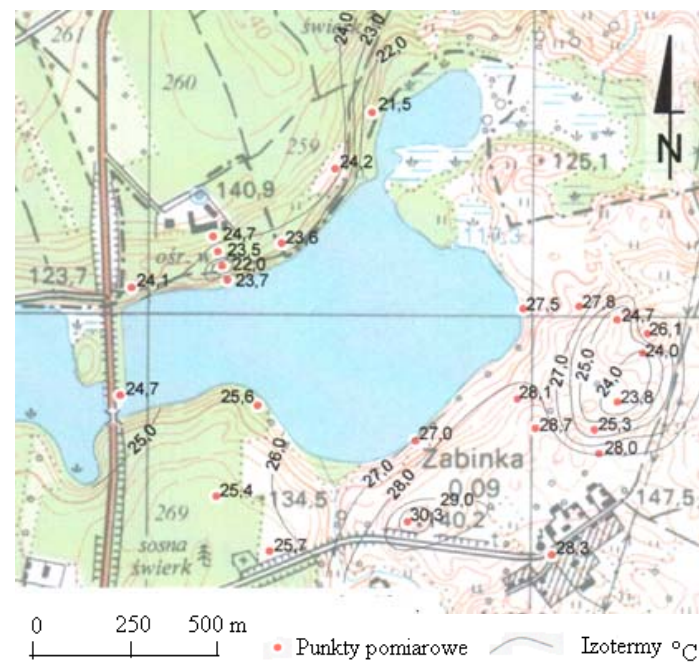
Wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie temperatury obszarów sąsiednich zależy również od pory roku. W lecie jeziora przyczyniają się do obniżenia temperatury powietrza. Jesienią i zimą, o ile zbiornik nie zamarza podnosi temperaturę otoczenia. Wiosną zbiornik wychłodzony po zimie działa również ochładzająco na tereny przyległe.

Obecność jezior wpływa również na podniesienie wilgotności powietrza w ich sąsiedztwie. Wpływ zbiorników wodnych na temperaturę i wilgotność otoczenia jest silnie modyfikowany przez wiatr.

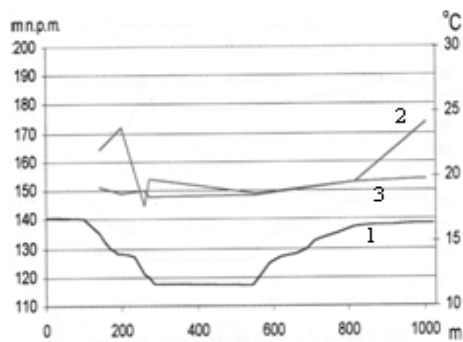
Należy również pamiętać, że wszystkie opisane powyżej właściwości wynikające z różnego ukształtowania terenu i różnej ekspozycji stoków, różnego pokrycia terenu przez szatę roślinną, czy różnice wynikające z odległości od zbiorników wodnych ujawniają się podczas pogody wyżowej, słonecznej i bezchmurnej. Duże zachmurzenie i opady powodują zatarcie występowania tych różnic.



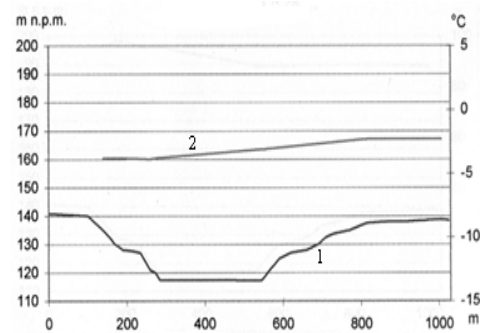
Rys. 3. Rozkład temperatury powietrza w dniu 12.06. 2002 o godz. 9⁴⁵ (poziom 0,25 m)



Rys. 4. Rozkład temperatury powietrza w dniu 12.06. 2002 o godz. 16¹⁵ (poziom 0,25 m)

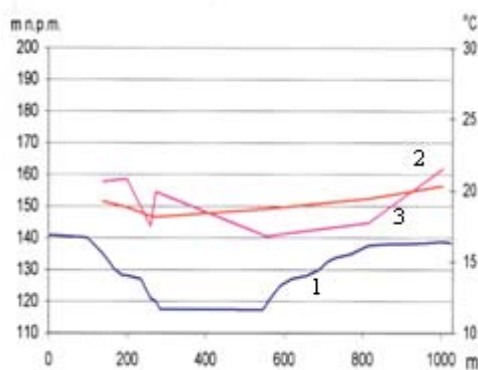


1. profil 2. temperature 9⁴⁵ 3. temperature 7²⁰
Rys. 5. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 w lecie – 12 i 13 czerwca 2002 r. o godzinie 7²⁰ i 9⁴⁵ (poziom 0,25 m)

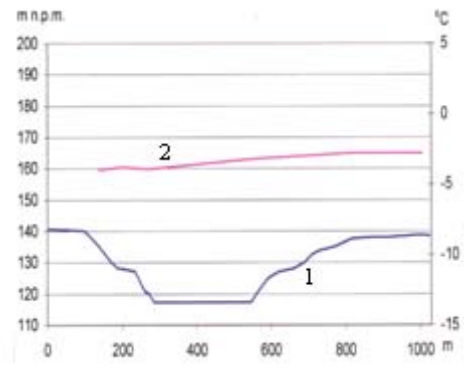


1. profil 2. temperature 10⁰⁰
Rys. 6. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 w zimie – 4 lutego 2003 r. o godz. 10⁰⁰ (poziom 0,25 m)

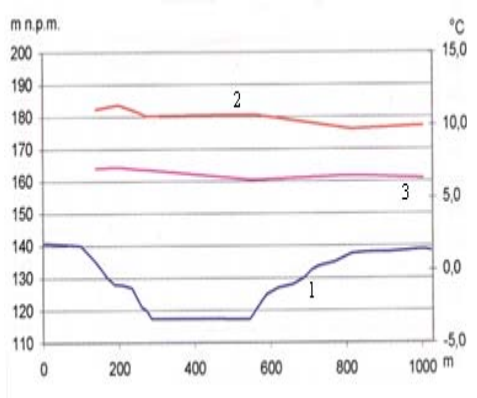
Określenie właściwości klimatu lokalnego danego terenu może być przydatne w planowaniu zagospodarowania tego regionu, tak aby jego właściwości fizycznogeograficzne nie stwarzały problemów w późniejszym użytkowaniu.



1. profil 2. temperature 9⁴⁵ 3. temperature 7²⁰
Rys. 7. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 w lecie – 12 i 13 czerwca 2002 r. o godzinie 7²⁰ i 9⁴⁵ (poziom 1,50 m)

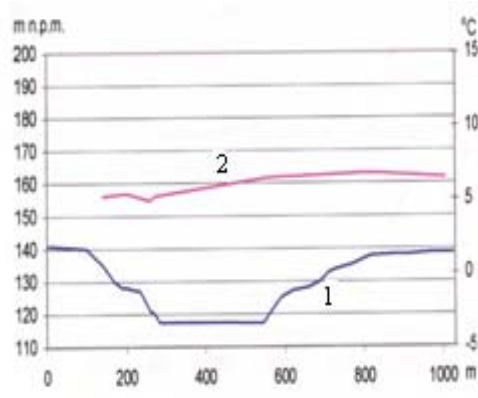


1. profil 2. temperature 10⁰⁰
Rys. 8. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 w zimie – 4 lutego 2003 r. o godz. 10⁰⁰ (poziom 1,50 m)



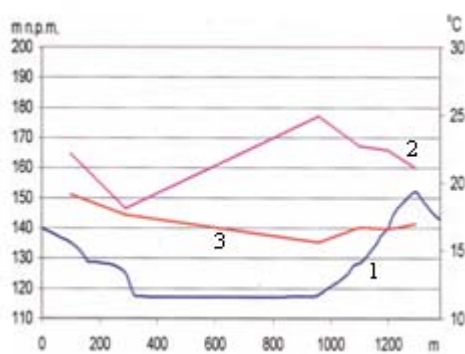
1.profil 2. temperature 18⁵⁵ 3. temperature 18³

Rys. 9. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 wiosną – 27 i 28 kwietnia 2003 r. o godz. 18⁵⁵ i 18³⁰ (poziom 0,25 m)



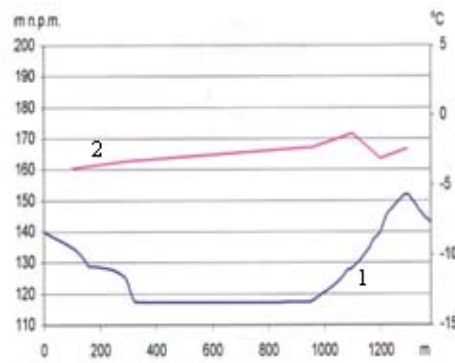
1. profil 2. temperature 10⁰⁰

Rys. 10. Zmiany temperatury powietrza na profilu 1 jesienią – 14 listopada 2002 r. o godz. 10⁰⁰ (poziom 0,25 m)



1.profil 2. temperature 9⁴⁵ 3. temperature 7²⁰

Rys. 11. Zmiany temperatury powietrza na profilu 2 w lecie – 12 i 13 czerwca 2002 r. o godzinie 7²⁰ i 9⁴⁵ (poziom 0,25 m)



1. profil 2. temperature 10⁰⁰

Rys. 12. Zmiany temperatury powietrza na profilu 2 w zimie – 4 lutego 2003 r. o godzinie 10⁰⁰ (poziom 0,25 m)

6.2.5. Klimat lokalny okolic Kruklanek

Autor: Anna ODALSKA

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

Cel pracy

Celem pracy jest scharakteryzowanie klimatu lokalnego okolic miejscowości Krukłanki. Bodźcem do napisania tego typu pracy była możliwość własnych pomiarów terenowych oraz zainteresowania Pojezierzem Mazurskim, czyli krainą, często odwiedzaną, przez wielu turystów, w tym także przez Autorkę pracy.

Praca magisterska umożliwiła dokładniejsze określenie prawidłowości, które kształtują klimat lokalny obszaru badań. Ze względu na jego specyficzne położenie, podjęto próbę scharakteryzowania przenikających się wpływów rzeźby terenu, obecności zbiorników wodnych oraz lasów. Ponieważ głównie te czynniki modyfikowały zróżnicowanie warunków termicznych, wilgotnościowych oraz wiatrowych, zadaniem niniejszej pracy było wykazać i opisać ich rolę w kształtowaniu klimatu okolic Kruklanek.

Metody opracowań

Dane do pracy magisterskiej, czyli wartości temperatury powietrza, wilgotności względnej oraz prędkości wiatru, uzyskano dzięki przeprowadzeniu pomiarów w terenie metodą, marszrutową.

Metoda marszrutowa wykorzystywana jest do wykazania zróżnicowania elementów meteorologicznych w różnych jednostkach topoklimatycznych. Ponieważ w czasie marszruty używane są przyrządy przenośne – elektryczne termohigrometry oraz anemometry, dzięki tej metodzie pomiary można przeprowadzić w zagęszczonej sieci punktów. Zagęszczenie to ma za zadanie wykazać zmienność warunków termiczno-wilgotnościowych w zależności od różnorodności terenu.

Na obszarze badań wyznaczana jest trasa, wzdłuż której w odpowiednich punktach charakteryzujących różne jednostki topoklimatyczne przeprowadzane są pomiary. Na końcu trasy należy zamknąć marszrutę, tzn. ostatni pomiar wykonać w miejscu rozpoczęcia.

Służy to do późniejszego obliczenia tempa zmian elementów meteorologicznych. Ponieważ pomiary nie są wykonywane jednocześnie, ale z pewnym opóźnieniem wynikającym z przemieszczania się wzdłuż trasy, należy je sprowadzić do jednego terminu – najczęściej czasu ich rozpoczęcia. Dlatego też dla punktu, który stanowił zarazem początek oraz koniec marszruty, oblicza się tempo zmiany elementu meteorologicznego na jednostkę czasu. Tak wyliczoną poprawkę mnoży się potem dla każdego punktu przez czas, jaki upłynął od początku marszruty do momentu wykonania pomiaru w danym punkcie. Następnie wartość mierzonego elementu redukuje się do czasu rozpoczęcia. Dzięki temu wyliczeniu uzyskiwane są wartości sprowadzone, do jednej godziny, tworzące sieć punktów na obszarze badań.

Otrzymane podczas pomiarów marszrutowych wartości temperatury powietrza, wilgotności względnej oraz prędkości wiatru zestawiono w tabelach.

Kolejnym etapem prac było statystyczne opracowanie uzyskanych danych. Dla każdego terminu otrzymane wartości naniesiono na mapę, a następnie wyznaczono przebieg izoterm oraz izohigr. Ponadto część danych wykorzystano do wykreślenia przebiegu badanych zmiennych wzdłuż profilu terenu.

Do opisu warunków synoptycznych wykorzystano obserwacje własne oraz dane z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, natomiast do szerszej analizy warunków klimatycznych terenu badań posłużyły wykonane rysunki i mapy.

Punkty pomiarowe

W czasie pomiarów marszrutowych na terenie Krukłanek wytypowano 28 punktów pomiarowych, które położone były wzdłuż trzech tras. Trasa północna prowadziła od miasteczka do jeziora Gołdopiwo. Trasa południowa obejmowała obszar na południe od Krukłanek aż do jeziora Patelnia. Trasa wschód-zachód przeprowadzona została wzdłuż przekroju doliny.

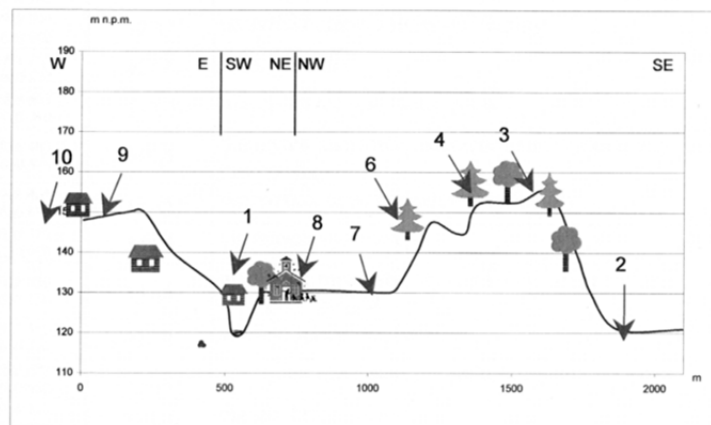
Punkty pomiarowe (rys. 1) na obszarze badań charakteryzowały warunki klimatyczne występujące w terenie zabudowanym, sąsiedztwie zbiorników wodnych i rzeki, oraz na terenie otwartym. Obszar zabudowany zróżnicowany był przede wszystkim pod wpływem ukształtowania terenu. Pomiarów przeprowadzono w zabudowie położonej w dolinie, na jej zboczach oraz na równinie. Punkty pomiarowe występujące w sąsiedztwie jezior Gołdopiwa i Patelni oraz rzeki Sapiny charakteryzowały wpływ wody na klimat lokalny. W otoczeniu jezior pewną rolę grała również różna wielkość zbiorników wodnych. Lasy były zróżnicowane głównie pod względem wielkości, zwarcia oraz rzeźby terenu. Wyróżniono części lasu położone na wierzchołkach, stokach o różnej ekspozycji oraz na równinie. Punkty pomiarowe w terenie otwartym wybrano również uwzględniając ukształtowanie powierzchni. Charakteryzowały one topoklimaty położone na równinie, na stokach o różnej wystawie oraz na wierzchołkach. Szczegółowe zestawienie zróżnicowania punktów pomiarowych zawarto w tab. 1.

Do wyznaczenia profilu terenu posłużyła część danych z marszrut na trasie wschód-zachód, czyli wzdłuż przekroju doliny. Zachodnia i środkowa część profilu charakteryzowała warunki terenu zabudowanego, przy czym były to zabudowania położone w dolinie, jak i powyżej, na równinie. Część wschodnia charakteryzowała środowisko leśne o różnym stopniu zwarcia drzewostanu i ekspozycji, jak również teren otwarty, pokryty roślinnością trawiastą. Rozmieszczenie punktów pomiarowych wzdłuż profilu przedstawia rys. 2.

Typy topoklimatów na obszarze badań przedstawiono na mapie okolic Krukłanek (rys. 3). Natomiast niektóre konkretne wyniki pomiarów temperatury powietrza, wilgotności względnej oraz kierunku i prędkości wiatru zestawiono na końcu w tab. 2-4.



Rys. 1. Punkty pomiarowe



Rys. 2. Profil terenu

Tabela 1. Punkty pomiarowe

Lp.	Współrzędne siatki kilom.	Wysokość m n.p.m.	Charakterystyka punktu	Jedn. topokl . wg Paszyńskiego
1	927 015 630 625	129,5	trawnik, w otoczeniu zabudowa piętrowa, położona w dolinie Sapiny	5
2	926 815 631 710	121,0	łąka, równina, w sąsiedztwie las mieszany, oczka wodne	2.1
3	926 935 631 510	155,0	las mieszany luźny, wierzchowina	4.2
4	926 970 631 280	152,5	las mieszany luźny, stok północny	4.3
5	926 905 631 240	156,0	las mieszany lony, stok południowy	4.1
6	927 045 631 125	147,5	las mieszany zwarty, stok zachodni	4.2
7	927 060 631 015	131,0	nieużytek trawiasty, stok zachodni	1.2
8	927 175 630 745	130,5	trawnik, w pobliżu kościoła, zabudowa luna, w dolinie Sapiny	5
9	926 980 630 220	150,0	nieużytek trawiasty, zabudowa parterowa zwarta, łagodny stok zachodni	5
10	927 010 630 010	148,0	trawnik, rondo, w otoczeniu zabudowa luźna, wyniesienie, obszar dobrze przewietrzany	5
11	927 630 630 490	123,5	zagajnik brzozy, zagłębienie bezodpływowe	4.4
12	927 545 630605	142,0	łąka, wierzchowina	1.2
13	927 730 630 815	135,0	łąka, stok północny	1.3
14	927 845 630 710	138,0	łąka, stok południowy	1.1
15	927 870 630 840	120,5	las iglasty zwarty, stok wschodni	4.2
16	928 030 630 785	133,0	las iglasty luźny, wyniesienie	4.2
17	928 040 630 960	127,5	pastwisko, taras zalewowy Sapiny	3.2
18	928 215 630 870	121,0	łąka, równina	3.1
19	928 465 630 940	119,0	piasek, brzeg jez. Goldopiwo	6.1
20	926 480 630 575	140,5	nieużytek trawiasty, wierzchowina wysoczyzny morenowej	2.2
21	926 465 630 630	131,5	pastwisko, taras nadzalewowy Sapiny,	3.2
22	925 510 630 010	148,5	las mieszany, równina	4.2
23	925 530 630 150	147,5	nieużytek trawiasty, wykop kolejowy przebiegu wschód-zachód	3.3
24	925 510 630 470	422,0	trzciny, brzeg jez. Patelnia	6.1
25	925 670 630 660	135,0	nieużytek trawiasty, nasyp kolejowy	1.2
26	925 780 630 850	120,0	piasek, brzeg Sapiny	3.3
27	926 060 630 890	132,5	łąka, stok zachodni moreny	1.2
28	926 130 630 940	147,5	las iglasty, wierzchowina wysoczyzny morenowej	4.2

Termin 12.06.2002 r., godzina 16.15. 12 czerwca po południu Polska w dalszym ciągu była w zasięgu wyżu, którego centrum znajdowało się w środkowej części Europy Zachodniej, a nad terytorium kraju zalegała masa polarna morska stara. Nastąpił wzrost zachmurzenia do 8 stopni. Występujące chmury to cirrus, cumulus oraz cirrostratus. Wiał wiatr zachodni o prędkości około 1,5 m/s.

Temperatura na obszarze badań wahała się od 22,4 do 26,1°C (rys. 20). Wyraźnie cieplejszy był stok o ekspozycji zachodniej - spowodowane było to zapewne oświetleniem tej części terenu przez słońce w godzinach popołudniowych. Wyższa temperatura występowała głównie w otoczeniu jeziora Gołdopiwo. Po południu ten duży zbiornik wodny mógł wpłynąć na opóźnienie w czasie występowania najwyższej wartości temperatury w jego otoczeniu. Część południowa obszaru badań, w tym otoczenie jeziora Patelnia oraz przylegający las, była z kolei znacznie chłodniejsza. Ponieważ Patelnia jest jeziorem niewielkim, prawdopodobnie zaznaczyła się tu przewaga wpływu leżącego obok większego lasu. Powietrze w lasach nie nagrzewało się tak silnie w ciągu dnia jak powietrze w terenie otwartym. Wpływały na to zwarte korony drzew powodujące brak dostatecznego dopływu energii słonecznej. Małe kompleksy leśne, w porównaniu do większego lasu, były nieco cieplejsze ze względu na większą, możliwość wymiany powietrza z otoczeniem.

Wilgotność względna wahała się od 37 do 57% (rys. 20). Rozkład tej wartości nie był bardzo zróżnicowany przestrzennie. Wyraźnie zaznaczała się duża wilgotność w otoczeniu jeziora Patelnia. Spowodowane to było zapewne niższą, temperaturą sąsiedztwa zbiornika wodnego oraz zwiększonym parowaniem z powierzchni wody. W małych kompleksach leśnych panowała mniejsza wilgotność – poniżej 40%, więc zawartość pary wodnej w małych lasach zmniejszyła się o ponad 5% w ciągu dnia. Potwierdza to możliwość większej wymiany powietrza z terenem otaczającym, niż w większym lesie położonym na południu, w którym wilgotność powietrza wzrosła, zapewne ze względu na bliskość zbiornika wodnego.

Temperatura powietrza wzdłuż profilu wahała się od 23,4 do 26,1°C. Ponownie widoczny był wzrost temperatury na zboczach doliny oraz spadek tej wartości w dnie doliny. Ponadto stok o ekspozycji zachodniej, przez większy dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego, był cieplejszy o około 1°C od stoku o wystawie wschodniej. W lesie temperatura była niższa ze względu na zwarte korony drzew i brak bezpośredniego dopływu energii słonecznej.

Wilgotność względna wzdłuż profilu wahała się od około 37 do 43%. Jej rozkład był dość wyrównany. Największa wartość wilgotności występowała w terenie zabudowanym położonym w dolinie (punkt 8). Ponieważ drzewa rosnące w pobliżu osłaniają to miejsce od wiatru, powodem dużej wilgotności mogła być stagnacja powietrza oraz duża zawartość pary wodnej ze względu na zwiększone parowanie z drzew.

Zróżnicowanie topoklimatyczne

Metoda sporządzania map topoklimatów wg J. Paszyńskiego

Metoda wyznaczania topoklimatów według Paszyńskiego polega na przedstawieniu bilansu energii cieplnej powierzchni granicznej między podłożem a atmosferą. Wymiana energii na powierzchni granicznej ma różny charakter w dzień i noc. W ciągu dnia bilans energii cieplnej można przedstawić pod postacią, równania:

$$K\downarrow + S = K\uparrow + L + B + P + E$$

natomiast biorąc od uwagę wymianę ciepła nocą, kształtuje się ona następująco:

$$P + B + E + S = L$$

gdzie:

$K\downarrow$ – całkowite promieniowanie słoneczne (bezpośrednie + rozproszone),

$K\uparrow$ – promieniowanie słoneczne odbite od podłoża,

S – ciepło wyzwalane sztucznie przy procesach spalania,

L – promieniowanie ciepłe podłoża (wypromieniowanie efektywne),

B – wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a podłożem wskutek przewodzenia,

P – wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą wskutek turbulencji,

E – wymiana ciepła utajonego wskutek parowania lub kondensacji wody.

W obydwu przypadkach lewe strony równań przyjmują zwykle wartości dodatnie, co oznacza, że są to zyski ciepła dla powierzchni granicznej od atmosfery lub od podłoża. Człony umieszczone po prawej stronie przyjmują, z kolei wartości ujemne, czyli są to straty ciepła do atmosfery lub podłoża.

Najważniejszym czynnikiem brany pod uwagę przy podziale na typy topoklimatyczne był składnik P, czyli wymiana ciepła między powierzchnią graniczną z atmosferą wskutek turbulencji. Podczas pogodnych nocy jego zmienność warunkuje występowanie lokalnych przymrozków o charakterze radiacyjnym lub radiacyjno-adwekcyjnym. Następnie wzięto pod uwagę wartości promieniowania słonecznego: $K\downarrow$ – otrzymanego i $K\uparrow$ – odbitego, zmienność wymiany ciepła z podłożem przez przewodzenie (składnik B) oraz zużycia ciepła na parowanie (składnik E). Ponadto w równaniu bilansu energii w lesie duże znaczenie ma czynnik wypromieniowania efektywnego (składnik L), ponieważ drzewostan jest naturalną przeszkodą dla nadmiernego promieniowania ciepłego z podłoża. W obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych uwzględniono występowanie ciepła wyzwalanego przy procesach spalania, czyli składnika S.

Podział topoklimatyczny według J. Paszyńskiego odnosi się głównie do pogody bezchmurnej bądź z małym zachmurzeniem oraz bezwietrznej lub z bardzo słabym wiatrem. Wtedy to zróżnicowanie warunków topoklimatycznych jest największe.

J. Paszyński wyróżnił następujące typy topoklimatów:

1. Topoklimaty form wypukłych

1.1. Topoklimat, gdzie w ciągu dnia występuje duże całkowite promieniowanie słoneczne (bezpośrednie oraz rozproszone), natomiast w nocy zachodzi duża wymiana ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą wskutek turbulencji. Do tego wydzielenia należą głównie zbocza o wystawie południowej (od SE do SW), o dużym nachyleniu - ponad 5° .

1.2. Topoklimat, gdzie w ciągu dnia występują przeciętne wartości całkowitego promieniowania słonecznego, natomiast w nocy zachodzi względnie duża wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą. Są to przede wszystkim zbocza o wystawach od NE do SE od SW do NW, następnie zbocza północne i południowe o niewielkim nachyleniu, nie przekraczającym 5° , oraz niewielkie partie wierzchowinowe.

1.3. Topoklimat, gdzie w nocy zachodzi względnie duża wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą, natomiast w ciągu dnia występują, stosunkowo małe wartości całkowitego promieniowania słonecznego. Takim topoklimatem charakteryzują się głównie zbocza o wystawie północnej, o nachyleniu ponad 5° . Są to również w przypadku wąskich dolin śródgórkich dolne partie zboczy o innych wystawach, jeśli poprzez zasłonięcie horyzontu występuje skrócenie czasu usłonecznienia.

1.4. Topoklimat, gdzie w nocy zachodzi względnie duża wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą, a w ciągu dnia występują, zróżnicowane wartości promieniowania słonecznego. Zalicza się tu tereny o bardzo urozmaiconej rzeźbie; występujące na przemian partie zboczowe o różnych wystawach i nachyleniach.

2. Topoklimaty form płaskich poza dnami dolin

2.1. Topoklimat o przeciętnych wartościach wymiany ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą w nocy; natomiast o stosunkowo dużej wymianie ciepła między powierzchnią graniczną a podłożem wskutek przewodzenia. Należą tu tereny płaskie, w tym rozległe wierzchowiny. Mają, one zwykle podłoże o dużej przewodności cieplnej, czyli glebach zwartych, dobrze uwilgotnionych.

2.2. Topoklimat, gdzie w nocy zachodzi przeciętna wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą oraz przeciętna wymiana ciepła wskutek przewodzenia. Zalicza się tu tereny płaskie lub z niewielkim nachyleniem (do 5°). Mają one gleby średnio zwarte, zazwyczaj użytkowane rolniczo, bez zwartej szaty roślinnej.

2.3. Topoklimat o przeciętnych wartościach wymiany ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą i o małych wartościach wymiany ciepła wskutek przewodzenia. Takim topoklimatem charakteryzują się tereny płaskie, których podłoże składa się z gleb porowatych i suchych (piaski, przesuszone torfy) lub występuje zwarta szata roślinna.

3. Topoklimaty form wklęsłych

3.1. Topoklimat, gdzie w nocy zachodzi względnie mała wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą, natomiast w ciągu dnia stosunkowo duża wymiana ciepła utajonego wskutek parowania lub kondensacji wody. Należą tu rozległe, podmokłe, dobrze przewietrzane dna dolin, najczęściej pokryte roślinnością łąkową.

3.2. Topoklimat, gdzie w nocy zachodzi mała wymiana ciepła między powierzchnią a atmosferą, oraz występują przeciętne wartości wymiany ciepła wskutek parowania lub kondensacji. Do tego topoklimatu zalicza się wyżej położone części rozległych den dolinnych. Jest w nich niszce zwierciadło wód gruntowych niż w topoklimacie 3.1.

3.3. Topoklimat o względnie małych wartościach wymiany ciepła między powierzchnią a atmosferą i stosunkowo małych wartościach wymiany ciepła parowania lub kondensacji wody. Są to suchsze, drobne formy wklęsłe, takie jak: wąskie dna dolinnych, obniżenia bezodpływowe, wąwozy, wcięcia, polany śródleśne.

4. Topoklimaty obszarów zalesionych

4.1. Topoklimat o względnie małych wartościach promieniowania cieplnego podłoża o dużych wartościach promieniowania słonecznego. Zaliczają się tu obszary zalesione a zboczach o wystawie południowej i nachyleniu ponad 5°.

4.2. Topoklimat, gdzie występują, małe wartości wypromieniowania efektywnego podłoża raz przeciętne wartości promieniowania słonecznego. Do tego topoklimatu należą obszary zalesione, płaskie (do 5° nachylenia) lub położone na zboczach o nachyleniu przekraczającym 5° o wystawie wschodniej lub zachodniej.

4.3. Topoklimat o względnie małych wartościach promieniowania cieplnego podłoża oraz także małych wartościach promieniowania słonecznego. Należą, tu obszary zalesione, położone na zboczach o wystawie północnej i o nachyleniu przekraczającym 5°.

5. Topoklimaty obszarów silnie zurbanizowanych i uprzemysłowionych

5.1. Topoklimat, w którym w bilansie cieplnym należy uwzględnić ciepło wyzwalane sztucznie przy procesach spalania, gdzie występują, stosunkowo duże wartości wymiany ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą wskutek turbulencji. Zalicza się tu tereny silnie zurbanizowane lub uprzemysłowione, położone na dobrze przewietrzanych partiach zboczowych lub wierzchowinowych.

5.2. Topoklimat, gdzie w bilansie cieplnym uwzględnia się ciepło wyzwalane sztucznie przy procesach spalania, natomiast występują przeciętne wartości wymiany ciepła między powierzchnią graniczną a atmosferą, wskutek turbulencji. Są, to tereny zurbanizowane położone zwykle na terenach płaskich.

5.3. Topoklimat, w którym w bilansie cieplnym należy uwzględnić ciepło wyzwalane sztucznie przy procesach spalania, o małych wartościach wymiany ciepła między powierzchnią, graniczną a atmosferą. Są to obszary zurbanizowane, położone w formach wklęsłych czyli w obniżeniach terenowych, dnach dolin itp.

6. Topoklimat zbiorników wodnych

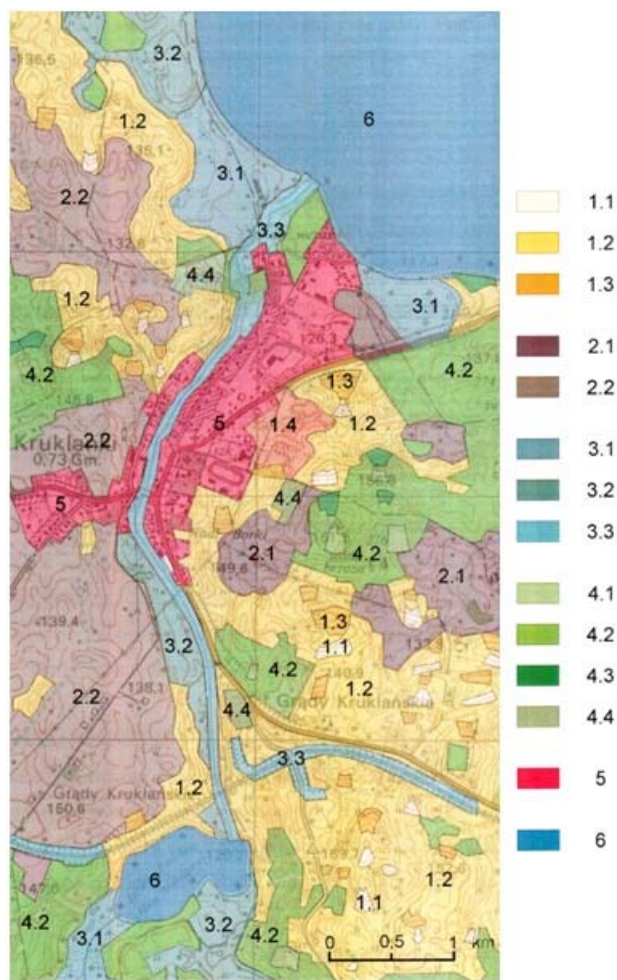
6.1. Topoklimat o bardzo dużej wymiany ciepła między powierzchnią, graniczną, a podłożem wskutek przewodzenia. Do tego wydzielenia należą zbiorniki wodne i ich bezpośrednie otoczenie.

Topoklimaty okolic Krukłanek

Wykorzystując metodę J. Paszyńskiego wyznaczono główne typy topoklimatów okolic Krukłanek. Szczegółowe rozmieszczenie typów topoklimatów na obszarze badań przedstawia mapa okolic Krukłanek (rys. 3).

Typy form wypukłych, czyli oznaczenia: 1.1, 1.2, 1.3, 1.4, występują głównie w południowo-wschodniej części terenu, natomiast nieco mniejsze obszary znajdują się, także w części środkowej i północno-zachodniej. Wśród form wypukłych jest to przede wszystkim typ 1.2, czyli teren o łagodnych stokach, pokryty roślinnością, łąkową lub wykorzystywany pod uprawę. Stoki strome, o wystawie północnej lub południowej (typ 1.1, 1.3) nie stanowią dużych obszarów. Typ 1.4, czyli teren o bardzo zróżnicowanej rzeźbie, występuje jedynie w środkowej części terenu, na wschód od Krukłanek. Urozmaicenie rzeźby może stanowić przeszkodę dla wykorzystywania ziemi rolniczo, a nawet chociażby jako pastwiska dla zwierząt hodowlanych.

Topoklimat form płaskich poza dnami dolin występuje zarówno po wschodniej, jak i po zachodniej stronie Krukłanek. Typ 2.1 jest mniejszy pod względem powierzchni i znajduje się po stronie wschodniej terenu badań. Położony jest na wytworzonych na glinie zwałowej glebach brunatnych, które są one bardziej uwilgotnione, a zatem stanowią lepsze warunki do wymiany ciepła drogą przewodzenia. Typ 2.2 występuje po stronie zachodniej oraz stanowi nieco większy obszar niż typ 2.1. Teren ten położony jest na glebach bielcowych powstałych na piaskach sandrowych, które to stanowią, przeciętne warunki przewodzenia ciepła. Typu 2.3, czyli terenu płaskiego, leżącego na glebach porowatych i suchych, nie wyznaczono.



Rys. 3. Topoklimaty okolic Krukłanek

Typem 3 jest topoklimat form wklęsłych. Do topoklimatu o oznaczeniu 3.1 zaliczono położone bezpośrednio przy jeziorach Gołdopiwie i Patelni większe tereny podmokłe.

Stanowią, one bardzo dobre warunki do parowania i kondensacji wody. Typ 3.2 wystąpił w środkowej części doliny Sapiny oraz także na wyżej położonym terenie przyległym do jeziora Patelnia. W dolinie rzeki topoklimat ten występuje na nieco wyżej położonym tarasie, gdzie panują przeciętne warunki do wymiany ciepła drogą parowania. Typ 3.3 charakteryzuje wąskie dno doliny Sapiny, a także stosunkowo długi wąwóz, który powstał w wyniku budowy kolejki wąskotorowej.

Topoklimat obszarów zalesionych przedstawia wydzielenie 4. Najczęstszym oznaczeniem jest to oznaczenie 4.2, czyli kompleksy leśne rosnące na terenie o niewielkim nachyleniu bądź na stokach o ekspozycji wschodniej lub zachodniej. Większe obszary leśne o typie 4.2, występują po stronie południowej, w okolicy jeziora Patelnia, a także na wschód zachód od Krukłanek. Oznaczenia 4.1 i 4.3, czyli odpowiednio: las rosnący na stoku południowym lub północnym stanowią niewielkie części kompleksów leśnych. Położone są głównie w części wschodniej terenu, na morenie czołowej. Aby pełniej

zobrazować warunki klimatu leśnego, na potrzeby pracy wyznaczono jeszcze jedno wydzielenie – 4.4. Stanowią je gęste iglaste miodniki leśne, w których w dużym stopniu też utrudniony dopływ promieniowania słonecznego.

Topoklimatem o oznaczeniu 5 jest topoklimat obszarów zurbanizowanych. Obszar zabudowany stanowi charakterystyczne przekształcenie powierzchni czynnej, dlatego też występują w nim odmienne warunki termiczne i wilgotnościowe. Ponieważ Krukłanki są, niewielkim miasteczkiem, z tego powodu nie wyznaczono podziału ze względu na zróżnicowanie rzeźby terenu, która mogłaby modyfikować klimat w większym mieście.

Ostatnim wydzieleniem jest topoklimat zbiorników wodnych oraz ich najbliższego otoczenia. Ponieważ woda ma dużą pojemno cieplną, w dużym stopniu akumuluje promieniowanie słoneczne i przekazuje jako energię cieplną w głąb zbiornika. Typ 6 występuje zatem na północy terenu badań – na obszarze jeziora Gołdopiwo, oraz na południu reprezentując jezioro Patelnia.

Podsumowanie

Praca jest próbą opisu klimatu lokalnego okolic Krukłanek oraz praw nim rządzących. Ponieważ na terenie miejscowości występują różne typy topoklimatyczne, tworzą one wzajemnie przenikający się układ. Podsumowując, należy wyszczególnić i opisać wpływ najważniejszych czynników, które kształtują klimat lokalny terenu badań.

Rzeźba terenu. Wpływ rzeźby terenu zaznaczał się przede wszystkim podczas dni z pogodą insolacyjną, o małych prędkościach wiatru. W czasie dni pochmurnych nie zaobserwowano charakterystycznego kształtowania warunków termicznych lub wilgotnościowych w zależności od ukształtowania powierzchni. Dlatego też wpływ rzeźby terenu uwidocznił się najwyraźniej latem podczas pogodnego dnia, ze względu na intensywne nagrzewanie powierzchni czynnej. W czasie pomiarów o godzinie 10 stok o ekspozycji wschodniej był o około 1°C cieplejszy niż reszta terenu, natomiast o godzinie 16 nastąpiła sytuacja analogiczna – na stoku o wystawie zachodniej panowała wyższa temperatura, również o około 1°C.

Ponadto wpływ rzeźby terenu zauważono podczas występowania warunków bezwietrznych. Ze względu na charakterystycznie ukształtowanie, podczas ciszy na obszarze badań mogą występować często spływy wychłodzonego powietrza do miejsc położonych niżej. Taką sytuację zaobserwowano jesienią, przed zapadnięciem zmroku. Tereny niżej położone były chłodniejsze o około 2°C od obszaru leżącego wyżej.

Zbiorniki wodne. Obecność zbiorników wodnych ma bardzo duży wpływ na kształtowanie klimatu lokalnego badanego obszaru. Jedyne zimą, gdy jeziora były zamrożone oraz przykryte warstwą, śniegu, nie wpływały one znacząco na rozkład temperatury i wilgotności. Jednak w innych porach roku powierzchnia wody tworzy swoisty mikroklimat w zależności od pory roku, a także dnia.

Podczas pomiarów wiosennych zaobserwowano ochładzający wpływ zbiorników wodnych w ciągu dnia. W rozkładzie temperatury zaznaczyła się przy tym różnica wielkości jezior, gdyż najbliższe otoczenie jeziora Gołdopiwo było chłodniejsze o około 2°C, podczas gdy na brzegu Patelni było zwykle chłodniej o około 1° w stosunku do dalszych terenów. Wpłynął na to fakt, iż większe jezioro Gołdopiwo po mroźnej zimie zachowuje dłużej niższą, temperaturę wody niż jezioro Patelnia. Ponadto, ze względu na to, że jeziora i rzeka powodowały zwiększenie parowania z powierzchni wody, ich otoczenie było najbardziej wilgotną częścią terenu w tej porze roku. Wilgotność względna była wyższa od 5 do 10 % w stosunku do środkowej części obszaru, która pozbawiona była zwiększonego źródła pary wodnej.

Latem, uogólniając, zbiorniki wodne miały ocieplający wpływ na swoje otoczenie. Zaobserwowano to zwłaszcza w przypadku jeziora Gołdopiwo, które ze względu na wielkość rano nagrzewało się wolniej, ale wieczorem wolniej oddawało ciepło. Natomiast mniejsze jezioro – Patelnia, latem pozostawało pod wpływem znajdującego się nieopodal lasu, który powodował obniżenie temperatury nad jeziorem. Dlatego też różnica temperatury nad brzegami obydwu jezior wynosiła około 3°C. W związku z wyższą, temperaturą, otoczenia jezior, głównie Gołdopiwa, nie zauważono wyraźnego wzrostu wilgotności względnej w ich sąsiedztwie, choć prawdopodobnie wilgotność bezwzględna wzrastała na skutek zwiększonego parowania.

Późną jesienią, zwłaszcza w porze wieczornej, otoczenie jezior było chłodniejsze o około 1-3°C od reszty terenu. Wpłynął na to fakt, iż ocieplający wpływ jezior po lecie został już przypuszczalnie wyrównany, natomiast opisywane obniżenie temperatury mógł spowodować spływ chłodnego powietrza z terenów wyżej położonych. W pobliżu jezior oraz rzeki notowano wyższe wartości wilgotności względnej. Powierzchnia zbiorników wodnych była źródłem pary wodnej, która stanowiła dobre warunki do wzrostu wilgotności powietrza, a także mogła powodować częstsze występowanie mgieł.

Obszar badań od strony północnej i południowej ograniczony jest jeziorami. Dzięki temu wychwycono ponadto wpływ wiatru, który wraz ze swoim kierunkiem przynosił przeważające wartości temperatury bądź wilgotności znad jeziora w głąb lądu. W związku z tym na brzegu zawietrznym zwiększona wartość nad jeziorem ograniczała się do niewielkiego obszaru, natomiast na brzegu dowietrznym zasięg badanej wartości mógł sięgać dalej.

Lasy. W lasach występuje charakterystyczny rozkład warunków zarówno termicznych, jak i wilgotnościowych. Zróżnicowanie to kształtowało się zmiennie w zależności od pory roku. Najmniejsze różnice między badanymi wartościami występowały w zimie. Wtedy to lasy liściaste pozbawione liści nie stanowiły przeszkody dla wymiany powietrza z terenem otaczającym. Można stwierdzić natomiast, że w lasach iglastych było nieznacznie cieplej (około 0,5°C) ze względu na pozostałą szatę roślinną.

Wiosną w czasie dni pogodnych temperatura powietrza w lasach była raczej wyrównana w stosunku do terenu otwartego. Nerozwinięte w pełni liście drzew nie pochłaniały całkowicie promieniowania słonecznego, więc do wnętrza lasu docierała pewna ilość energii. Środowiska leśne wpływały na zwiększenie wilgotności względnej powietrza o kilka procent, gdy wilgotna ściółka leśna po zimie była dobrym źródłem pary wodnej. Odmienna sytuacja nastąpiła po przejściu frontu chłodnego wraz z opadami. Podczas gdy temperatura powietrza w terenie otwartym spadła raczej gwałtownie – około 4-5°C, wartość ta w lesie obniżyła się jedynie o 2°C, natomiast wystąpiła mniejsza wilgotność. Można tłumaczyć to tym, że zwiększona masa roślinna utrudniała wypromieniowanie ciepła do otoczenia. Niższa o około 5% wilgotność może być spowodowana tym, że po przejściu opadów, gdy do terenu otwartego dotarła pewna ilość wody opadowej, deszcz w lesie pochłonęły drzewa, a zwłaszcza rozwijające się pączki liści. Dlatego też wewnątrz lasu pozostało suchsze.

W porze letniej w lasach podczas dni pogodnych było chłodniej niż na terenie otwartym o około 3°C. Do wnętrza lasu dostarczana była mniejsza ilość energii cieplnej, ponieważ korony drzew utrudniały dopływ promieniowania słonecznego. Rano natomiast, podobnie jak podczas dni pochmurnych, różnica temperatury w lesie i w terenie otwartym jest mniejsza (podczas pomiarów wynosiła około 1°). W czasie badanego okresu występowała niska wilgotność względna powietrza. Spowodowana

była ona okresem suszy, zatem zmniejszona ilość pary wodnej w powietrzu nie została wyrównana transpiracją, z powierzchni roślinności.

Jesienią, podobnie jak w porze zimowej, temperatura powietrza w lasach również nie różniła się znacząco od temperatury terenu otwartego. Ponieważ w porze pomiarów liście z drzew już poopadały, korony drzew nie były przeszkodą w dostarczaniu promieniowania słonecznego do wnętrza lasu. Natomiast podobnie jak wiosną w lasach występowała o około 5% wyższa wilgotność względna powietrza niż na terenie otwartym. Wzrost ten spowodowany był zapewne zwiększonym parowaniem z powierzchni ściółki, ponieważ w opadłych liściach zmagazynowana była woda opadowa, która stanowiła źródło pary wodnej.

Zmiana warunków termicznych i wilgotnościowych w lesie wiązała się również z jego strukturą oraz ze stopniem zwarcia. W lesie gęstym, zwłaszcza o topoklimacie 4.4, zróżnicowanie badanych wartości było łagodzone w związku z mniejszą możliwością wymiany powietrza z terenem otaczającym. Zmiana rozkładu temperatury i wilgotności zależała również od wielkości kompleksu. Większy las dłużej utrzymywał stałą temperaturę, podczas gdy w małym wymiana powietrza z terenem otaczającym następowała szybciej.

Miasteczko. Kruklanki są, małym miasteczkiem, dlatego nie występuje w nich duże zróżnicowanie, zwłaszcza termiczne. Spodziewane podwyższenie temperatury powietrza związane z sezonem grzewczym w porze zimowej nie zostało zauważone, ponieważ wiał silny wiatr i wartości temperatury były wyrównywane. Z kolei ocieplenie miasteczka zaobserwowano jesienią, kiedy to temperatura w miasteczku była wyższa o około 1°C od otoczenia. Można stwierdzić zatem, że podwyższenie temperatury wywołane zwiększoną ilością ciepła wyzwalanego sztucznie przy procesach spalania występuje podczas dni bezwietrznych. W związku z wyższą temperaturą, może występować tam niższa wartość wilgotności względnej, która jest także spowodowana oddaleniem od źródeł pary wodnej. Inaczej z kolei kształtował się rozkład temperatury i wilgotności w Kruklankach wiosną i latem. W czasie pogody pochmurnej nie zauważono wyraźnego zróżnicowania termicznego. W czasie dni pogodnych natomiast zauważono, iż późnym porankiem w miasteczku było zwykle chłodniej od 1 do 3°C. Ponieważ Słońce rano znajdowało się jeszcze stosunkowo nisko nad horyzontem, cienie rzucane przez budynki i drzewa były wydłużone i znacznie zacieniały powierzchnię gruntu. Dlatego też powietrze nie miało dogodnych warunków do nagrzewania się jak w terenie otwartym. Natomiast po południu, zwłaszcza latem podczas dni pogodnych, w miasteczku panowała nieco wyższa temperatura. Ponieważ zabudowania w ciągu dnia stanowiły pewną barierę od wiatru, stagnujące powietrze między budynkami miało lepsze warunki do nagrzewania się. Zróżnicowanie wilgotności względnej w dużym stopniu wiązało się z rozkładem warunków termicznych. Gdy w pewnych punktach pomiarowych panowała niższa temperatura, występowała tam zwykle wyższa wartość wilgotności, ponieważ zmniejszała się pojemność wilgotnościowa na danym obszarze. Znaczny wzrost wilgotności następował często w punkcie w pobliżu kościoła i szkoły (punkt 8) – nawet do 15% wartości wilgotności. Związane było to ze wzmożoną transpiracją z drzew położonych nieopodal oraz z tym, że budynki znajdujące się w okolicy powodowały znaczne zacienienie oraz utrudniały przepływ powietrza.

Tabela 2. Marszruta 30.04. 2003 r., godzina 15⁰⁰ i marszruta 12.06. 2002 r., godzina 16¹⁵ (T- temperatura, f – wilgotność)

	30.04. 2003 r., godzina 15 ⁰⁰						12.06. 2002 r., godzina 16 ¹⁵							
	T °C		f %		g	k	v	T		f		g	k	v
	0,25m	1,5m	0,25m	1,5m			m/s	0,25m	1,5m	0,25m	1,5m			m/s
1	20,70	20,40	51	49	0	S	2	24,7	24,1	39	40	0	S	0,7
2	19,20	19,20	54	54	0	S	3	23,6	23,4	39	40	0	C	0,0
3	19,10	19,10	56	55	0	C	0	26,7	26,1	37	38	0	SW	0,4
4	19,70	19,40	53	52	0	C	0	26,5	25,5	39	40	0	W	0,6
5	19,70	19,40	52	51	0	S	1	26,2	25,7	43	43	0	NW	0,9
6	18,70	18,70	58	57	0	C	0	24,5	23,7	36	37	1	SW	1,3
7	19,70	19,70	54	52	0	S	1	25,7	24,7	39	38	0	SW	1,2
8	20,00	19,60	50	60	0	C	0	25,0	24,5	38	38	0	NW	0,4
9	20,70	20,40	52	51	0	C	0	25,0	24,5	38	38	0	SW	1,6
10	19,80	19,50	54	52	0	S	2	25,7	24,7	39	38	0	C	0
11	19,70	18,90	50	49	0	S	1	24,5	23,8	36	37	0	C	0
12	20,00	19,30	49	48	0	E	0	26,3	25,7	43	43	0	C	0
13	20,70	20,10	53	51	0	C	0	26,5	25,5	39	39	0	SW	0,9
14	21,80	21,20	55	52	0	C	0	25,4	24,0	46	46	0	S	1,4
15	23,00	22,30	45	45	0	SW	1	26,8	25,9	48	48	0	SW	0,8
16	21,30	20,70	47	47	0	S	1	22,6	22,6	47	47	0	C	0
17	20,10	18,90	54	56	0	SE	1	23,2	22,4	59	57	1	C	0
18	22,20	21,50	51	48	0	S	1	23,9	23,8	49	48	1	C	0
19	20,40	19,40	55	53	0	C	0	23,9	23,2	45	46	1	SW	0,9
20	20,70	20,30	54	53	0	SE	1	22,7	22,0	46	47	0	C	0,0
21	22,10	21,90	52	49	0	S	3	24,7	24,1	39	40	0	S	0,7
22	19,50	19,40	49	51	0	S	0	23,6	23,4	39	40	0	C	0,0
23	20,30	20,10	48	48	0	SE	1	26,7	26,1	37	38	0	SW	0,4
24	18,60	18,60	61	59	0	C	0	26,5	25,5	39	40	0	W	0,6
25	18,70	18,60	57	56	0	SE	1	26,2	25,7	43	43	0	NW	0,9
26	17,60	17,60	65	68	0	SE	0	24,5	23,7	36	37	1	SW	1,3
27	19,40	19,10	57	57	0	S	0	25,7	24,7	39	38	0	SW	1,2
28	18,90	18,80	59	60	0	SE	1	25,0	24,5	38	38	0	NW	0,4

Tabela 3. Marszruta 14.11.2002 r., godzina 16⁰⁰

Punkt	Temperatura [°C]		Wilgotność [%]		Stan gruntu	Wiatr	
	0,25 m	1,50 m	0,25 m	1,50 m		kierunek	prędkość [m/s]
1	5,3	5,2	86	88	1	C	0,0
2	4,5	4,5	93	94	1	SE	0,7
3	3,9	3,8	98	98	1	C	0,0
4	3,3	3,4	100	100	1	C	0,0
5	3,8	3,8	100	100	1	C	0,0
6	3,7	3,7	100	100	1	S	0,3
7	4,5	4,6	98	98	1	SE	0,6
8	4,1	4,2	100	100	1	C	0,0
9	3,9	3,9	98	99	1	SW	0,4
10	4,5	4,6	97	98	2	S	0,8
11	2,7	2,7	98	99	1	C	0,0
12	3,5	3,7	86	88	1	S	0,1
13	3,0	3,3	100	100	1	C	0,0
14	3,1	3,4	100	100	1	C	0,0
15	2,6	3,1	96	97	1	S	0,3
16	3,2	3,3	96	96	1	C	0,0
17	1,2	1,8	100	100	1	C	0,0
18	0,2	1,3	97	98	1	C	0,0
19	0,9	1,9	100	100	1	C	0,0
20	5,5	5,2	93	94	1	C	0,0
21	3,7	3,9	100	100	1	C	0,0
22	4,3	4,3	97	97	1	C	0,0
23	4,0	4,1	100	100	1	C	0,0
24	2,0	2,3	100	100	1	C	0,0
25	3,1	2,3	100	100	1	C	0,0
26	2,7	2,1	100	100	1	C	0,0
27	2,1	2,3	100	100	1	C	0,0
28	2,5	2,5	99	99	1	C	0,0

6.3. Nizina Północnomazowiecka

6.3.1. Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego

Autor: Agnieszka PETELCZYC

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

Cel pracy

Narwiański Park Narodowy utworzony został 22 lipca 1996 roku i jest on jednym z najmłodszych polskich parków narodowych. Obejmuje odcinek doliny Narwi od Su-raża do Żółek, który stanowi unikatowy na skalę Europy ekosystem związany z rozle-głymi terenami zabagnionymi, tzn. bagienną dolinę Narwi. Podstawą do ochrony tego fragmentu doliny są wyjątkowe walory przyrodnicze obszaru: naturalność oraz bogac-two fauny i flory.

Celem pracy jest zbadanie wynikających z rzeźby terenu, charakteru pokrywy gle-bowej i roślinności, lokalnych różnic termiczno-wilgotnościowych występujących na obszarze Narwiańskiego Parku Narodowego. Scharakteryzowano ogólne warunki klimatyczne Niziny Północnopodlaskiej, ze szczególnym uwzględnieniem regionów otaczających obszar parku. Analiza ta w połączeniu z wiedzą dotyczącą zróżnicowania morfologii, gleb i roślinności w obrębie parku, pozwala wyznaczyć i scharakteryzować występujące na jego obszarze topoklimaty.

Materiały źródłowe i metody badań

Różnice termiczno- wilgotnościowe na danym terenie powstają wskutek nierów-nomiernego dopływu promieniowania słonecznego, a także tempa nagrzewania się i magazynowania ciepła w podłożu. Jednakże oprócz lokalnych właściwości podłoża, znaczący wpływ mają także ogólne warunki klimatyczne. Dla Narwiańskiego Parku Narodowego takie „tło klimatyczne” stanowić może Nizina Północnopodlaska.

Charakterystykę środowiska przyrodniczego Narwiańskiego Parku Narodowego dokonano w oparciu o badania opublikowane w monografii przyrodniczej *Przyroda Podlasia – Narwiański Park Narodowy* pod redakcją H. Banaszuka. Opisuując poszcze-gólne elementy przyrodnicze, takie jak: rzeźba terenu, gleby, wody powierzchniowe czy roślinność, główną uwagę skupiono na wpływie ich zróżnicowania na lokalne wa-runki klimatyczne.

Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego zanalizowano w oparciu o dane ze stacji automatycznej znajdującej się na terenie parku oraz na podstawie własnych badań.

Stacja automatyczna znajduje się w centralnej części parku we wsi Kurowo (N 53°06'17'', E 22°47'52'') na wysokości 115,2 m n.p.m (rys. 2). Umiejscowiona jest na rozległej łące porośniętej bujną trawą i oddalona od rzeki o około 20 m. Pracuje ona od 1997 roku, jednakże dopiero od 2000 roku wykonywane przez nią pomiary są ar-chiwizowane. Wykorzystane w pracy dane z lat 2000-2004 i z okresu styczeń-lipiec 2006, ze względu na bardzo duże braki, posłużyły jedynie do zarysowania charakteru przebiegu dobowego temperatury i wilgotności względnej powietrza w poszczegól-nych porach roku, a także określenia ogólnych warunków termicznych, wilgotności-owych

i wiatrowych panujących na terenie parku. W celu ukazania zróżnicowania w dobowych amplitudach temperatury i wilgotności powietrza w porach roku, wykonano wykresy, a średnie wartości roczne zestawiono w tabeli.

Warunki klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego zbadano metodą marszrut terenowych przeprowadzonych w czterech profilach. Miejsca pomiarów wybrano w taki sposób, by obrazowały one zróżnicowanie klimatu zarówno ze względu na charakter podłoża, jak i ukazywały wpływ rzeki na warunki termiczno-wilgotnościowe. Ze względu na trudności związane z dostępnością terenu, marszrutę położoną na północnym (Pańki-Rzędziany) i południowym (Łapy-Uhowo) krańcu parku przeprowadzono przez rzekę, wyznaczając profil jej doliny, natomiast badania w środkowej części parku (Kurowo i Bokiny) ograniczono jedynie do jednego jej zbocza.

Pomiary wykonywano w dwóch terminach – porannym o 10⁰⁰ oraz wieczornym o 17⁰⁰ lub 18⁰⁰. Poranna marszruta miała na celu zbadanie szybkości nagrzewania się podłoża, wieczorna natomiast zobrazowanie tempa jego wychładzania. Ze względu na zmienne w czasie badań warunki pogodowe z przeprowadzonych marszrut wybrano tylko te, które najlepiej obrazują zróżnicowanie klimatu lokalnego. Z otrzymanych wyników, dla każdej pory pomiarowej, wyliczono wartość średnią, którą uwzględniono w dalszej analizie zróżnicowania warunków klimatycznych.

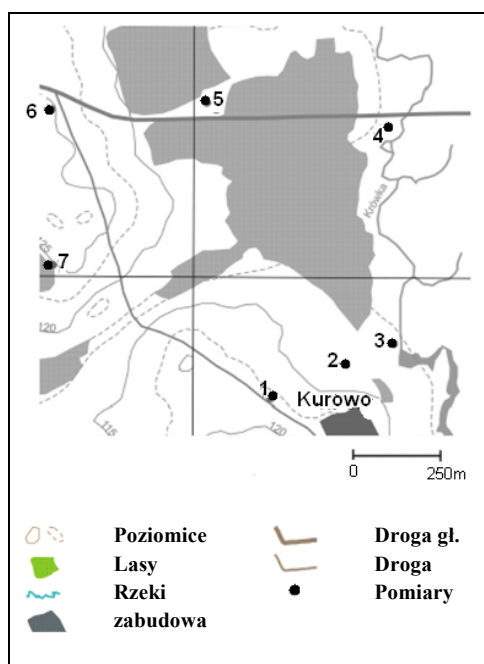
Badania przeprowadzono w dniach 21-24.07.2006 w miejscowości Kurowo (rys. 1, tab.1), 21-23.08.2006 w Pańkach i Rzędzianach (tab. 2), 25-27.08.2006 i 14.10.2006 w Łapach i Uhowie (tab. 3) oraz 28-29.08.2006 w Bokinach (tab. 4). Pomiarów dokonywano Psychrometrem Assmana na wysokości 0,25 m i 1,50 m nad powierzchnią gruntu. Punkty pomiarowe dobrano w taki sposób, by ukazywały one warunki klimatyczne miejsc o odmiennym charakterze podłoża oraz wpływ otoczenia na klimat danego miejsca, np. wpływ miasta czy szosy, a także charakteryzowały przebieg przez dolinę Narwi

Tabela 1. Marszruta w Kurowie (21-24.07.2006) – punkty pomiarowe

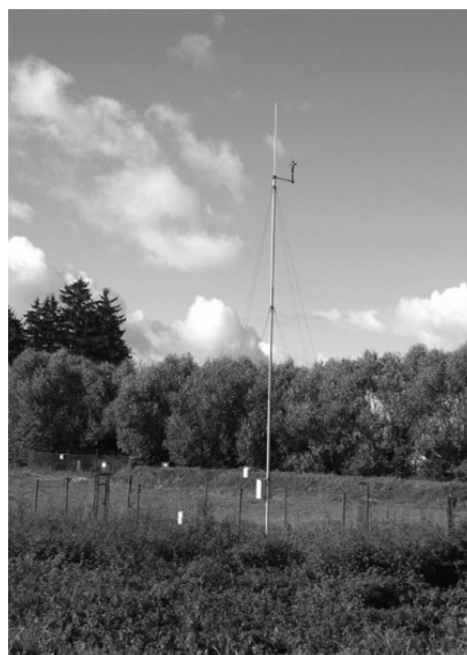
Punkt	φ	λ	n.p.m.	Forma terenu	Roślinność
1	N 53°06'26"	E 22°47'24"	115,5	Stok SE	Pole uprawne
2	N 53°06'30"	E 22°47'36"	114,7	Równina	Łąka świeża
3	N 53°06'32"	E 22°47'47"	114	Równina	Szuwary czcinowe
4	N 53°07'02"	E 22°47'47"	112,5	Równina	Wysokie tuszycy
5	N 53°07'02"	E 22°47'06"	114,2	Równina	Las brzoźowy.
6	N 53°07'03"	E 22°46'22"	126	Szczyt pagórka	Łąka świeża
7	N 53°06'41"	E 22°46'36"	120	Stok S	Les miesz.

Tabela 2. Marszruta w Pańkach-Rzędzianach (21-23.08.2006) – punkty pomiarowe

Punkt	φ	λ	n.p.m.	Forma terenu	Roślinność
1	N 53°07'25"	E 22°52'58"	113,5	Wysoczyzna	Łąka świeża
2	N 53°07'54"	E 22°52'47"	112	Równina	P. w lesie mieszanym
3	N 53°08'09"	E 22°52'30"	110,5	Równina	Murawy napiaskowe
4	N 53°08'21"	E 22°52'16"	110,5	Równina	Szuwary tuszycowe
5	N 53°08'31"	E 22°52'14"	111	Równina	Wysokie tuszycy
6	N 53°08'38"	E 22°52'16"	124,5	Wysoczyzn	Łąka świeża



Rys. 1 Marszruta w miejscowości Kurowo – Punkty pomiarowe



Rys. 2 Stacja automatyczna w miejscowości Kurowo (zdj. A. Petelczyc)

Tabela 3. Marszruta w Łapach-Uhowie (25-27.08.2006 i 14.10.2006) – punkty pomiarowe

Punkt	ϕ	λ	n.p.m.	Forma terenu	Roślinność
1	N 52°59'54"	E 22°53'50"	117,3	Wysoczyzna	Łąka świeża
2	N 53°00'07"	E 22°54'09"	117,2	Równina	Zarośla
3	N 53°00'07"	E 22°54'13"	117,1	Równina	Turzyce i czciny
4	N 53°00'11"	E 22°54'18"	117,5	Równina	Wys. turzyce i czciny
5	N 53°00'14"	E 22°54'20"	120	Stok NE	Łąka świeża

Tabela 4. Marszruta w Bokinach (28-29.08.2006) – punkty pomiarowe

Punkt	ϕ	λ	n.p.m.	Forma terenu	Roślinność
1	N 53°02'44"	E 22°55'32"	125	Stok E	Łąka świeża
2	N 53°02'55"	E 22°55'40"	127,5	Stok E	Pole uprawne
3	N 53°03'08"	E 22°55'38"	127,5	Stok E	Pole uprawne
4	N 53°03'07"	E 22°56'03"	118	Stok E	Łąka świeża
5	N 53°03'06"	E 22°56'17"	116	Równina	Szuwary czcinowe
6	N 53°02'58"	E 22°56'09"	117	Równina	Łąka świeża
7	N 53°02'57"	E 22°56'15"	116	Równina	Szuwary czcinowe
8	N 53°02'51"	E 22°56'11"	116	Równina	Szuwary czcinowe
9	N 53°02'50"	E 22°56'03"	117,5	Stok E	Łąka świeża
10	N 53°02'50"	E 22°55'54"	119,5	Stok E	Łąka sucha
11	N 53°02'49"	E 22°55'43"	123	Stok E	Pole uprawne

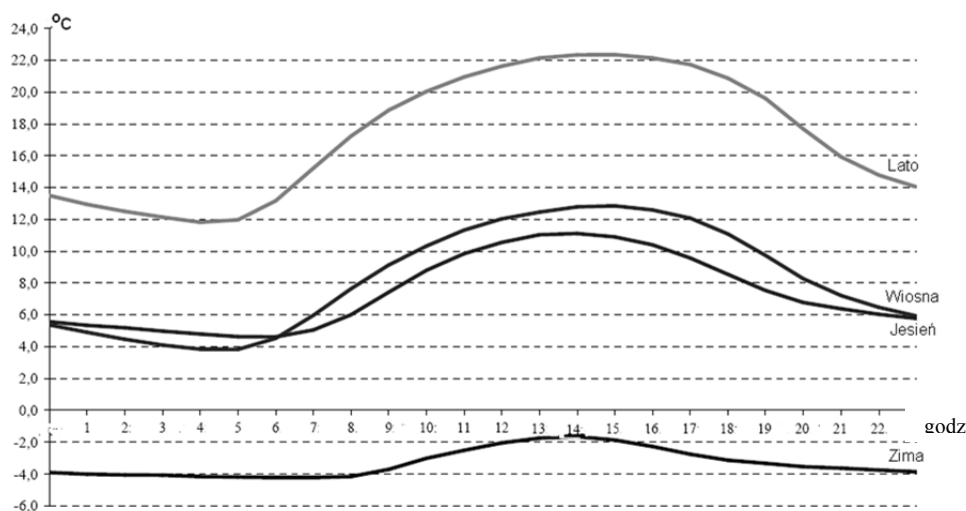
Wpływ charakteru podłoża na zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego

Zróżnicowanie klimatyczne, wynikające z lokalnych właściwości podłoża, najbardziej uwidacznia się w dobowym przebiegu temperatury i wilgotności powietrza. Dobowe zmiany warunków termiczno-wilgotnościowych na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego, w poszczególnych porach roku, analizowano na podstawie danych ze stacji automatycznej w Kurowie (tab. 5, rys. 3).

Tabela 5. Średnie dobowe wartości charakterystyk klimatycznych na stacji meteorologicznej w Kurowie (2000-2004)

	Temperatura [°C]	Wilgotność. względna [%]	Kierunek wiatru [o]		Prędkość. wiatru [m/s]
Wiosna	8,3	74	179	s	2,4
Lato	17,3	80	208	SW	1,8
Jesień	7,4	89	186	s	2,2
Zima	-3,3	93	216	SW	2,4
Średnia	7,4	84	197	s	2,2

Średnia roczna dobowa temperatura powietrza w Narwiańskim Parku Narodowym wynosi 7,4°C. Latem wynosi ona 17,3°C, a zimą spada do -3,3°C. We wszystkich porach roku najchłodniejszym okresem są godziny poranne między 3⁰⁰ a 5⁰⁰, najcieplejszym zaś pomiędzy 13⁰⁰ a 16⁰⁰.



Rys. 3. Dobowy przebieg temperatury powietrza w Kurowie (źródło danych: stacja automatyczna – 2000-2004)

W cieplej połowie roku zaobserwować można także większą zmienność temperatury niż w porach chłodnych. Latem amplituda dobową średnio dochodzi do 10°C, wiosną wynosi około 7°C, a jesienią i zimą spada poniżej 4°C.

Podobną zmienność dobową zaobserwować można w przypadku wartości wilgotności powietrza. Wiosną i latem w ciągu doby amplituda dochodzi do 35%, jesienią wy-

nosi ona 20%, a zimą jedynie 5% (rys. 10). W ciągu roku średnia wartość dobowa wilgotności waha się od 74% wiosną do 93% zimą, ale średnio wynosi ona 84%.

Na zróżnicowanie termiczno-wilgotnościowe klimatu lokalnego istotne znaczenie mają warunki wiatrowe panujące na danym terenie. W Narwiańskim Parku Narodowym dominują wiatry z sektora południowego, szczególnie południowe i południowo-zachodnie. Występujące na terenie parku wiatry charakteryzują się niedużą prędkością, która średnio w ciągu roku nie przekracza 2,5 m/s. Najsilniejsze wiatry (2,4 m/s) wieją zimą i wiosną, najsłabsze natomiast w czasie lata (1,8 m/s).

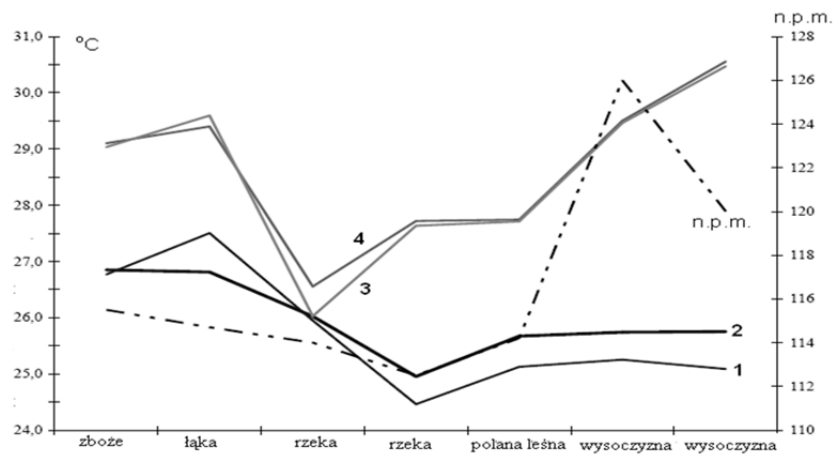
Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki termiczno-wilgotnościowe

Rzeźba terenu, rodzaj gleby czy roślinności mogą w istotny sposób modyfikować ogólne warunki klimatyczne oraz decydują o lokalnej termice i wilgotności danego obszaru. Na podstawie wyników uzyskanych podczas przeprowadzonych na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego badań, spróbowano określić charakter tych zmian oraz ukazać stopień powstającego zróżnicowania termiczno-wilgotnościowego. Jak wspomniano w pierwszym rozdziale pracy, pomiary marszrutowe dokonywane były czterech profilach rozmieszczonych w północnej (jeden), centralnej (dwa) i południowej części parku (jeden). Analizując otrzymane dane, skupiono się na ogólnych tendencjach zmian, a także na różnicach wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza na dwóch poziomach (0,25 m i 1,50 m) oraz w dwóch porach – porannej (10⁰⁰) i wieczornej (17⁰⁰ lub 18⁰⁰) w stosunku do warunków klimatycznych panujących na terenach położonych bezpośrednio nad rzeką.

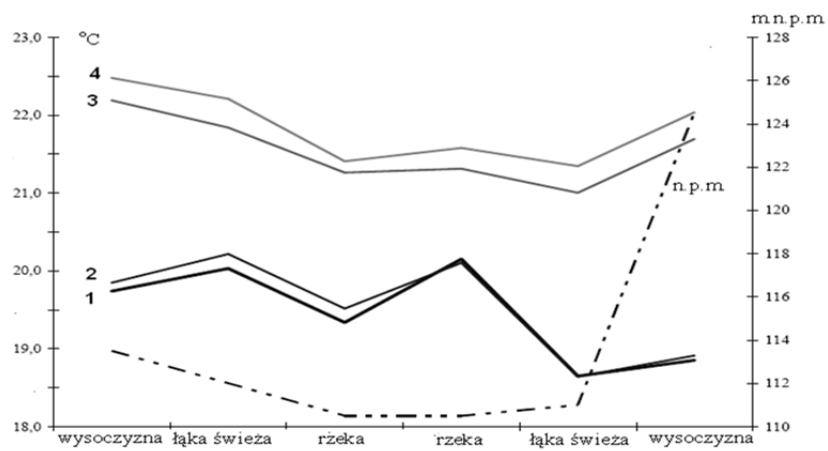
W celu zbadania wpływu rzeźby i pokrycia terenu na klimat lokalny Narwiańskiego Parku Narodowego w lipcu i sierpniu 2006 roku wykonano serię pomiarów marszrutowych. Aby najlepiej ukazywały one różnice w temperaturze i wilgotności powietrza na terenie parku, konieczne było, aby odbywały się one podczas pogody o charakterze radiacyjnym, czyli w czasie, gdy wymiana promieniowania nie jest ograniczona przez chmury. O tym jak duże ma to znaczenie dla wyników badań świadczy porównanie wartości odchyleń od punktu początku profilu marszrutu przeprowadzonej w Łapach w czasie pogody słonecznej (27.08.2006) i pochmurnej (14.10.2006).

Pomiary przeprowadzone przy pogodzie radiacyjnej (wyżowej) wykazują większe zróżnicowanie niż przy pogodzie pochmurnej (niżowej). W czasie pogodnego dnia różnice temperatury na poszczególnych punktach wynosiły 1-2°C, natomiast podczas pogody pochmurnej maksymalnie dochodziły do 0,2°C. Podobną sytuację, choć mniej wyraźnie, zauważyć można w przypadku wilgotności względnej powietrza. W dzień pochmurny tylko w punkcie 4 różnica wynosiła 4%, natomiast w pozostałych punktach nie przekraczała 2%. Przy pogodzie radiacyjnej zaś jedynie na 5 punkcie różnica wynosiła poniżej 2%.

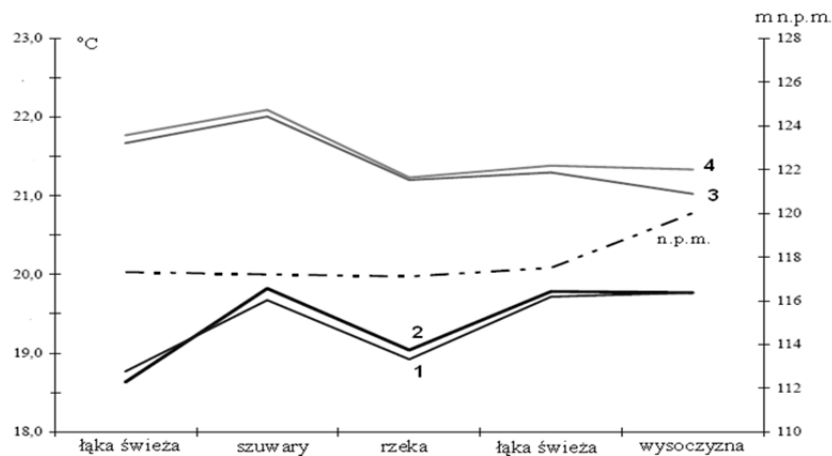
Rozkład wartości temperatury na profilach: Kurowo, Pańki-Rzędziany, Łapy-Uhowo i Bokiny przedstawiono na rys. 4-7.



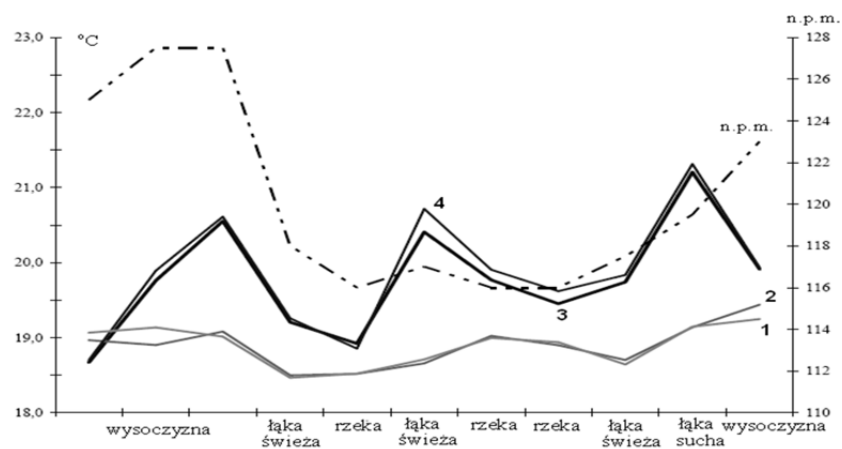
Rys. 4 Rozkład wartości temperatury na profilu – Kurowo (21-24.07.2006): 1 – 0,25m, 10⁰⁰, 2 – 1,50m, 10⁰⁰, 3 – 0,25m, 18⁰⁰, 4 – 1,50m, 18⁰⁰, n.p.m – wysokość



Rys. 5. Rozkład wartości temperatury na profilu - Pańki-Rzędziany (21-23.08.2006)
1 – 1,50m, 10⁰⁰, 2 – 0,25m, 10⁰⁰, 3 – 1,50m, 17⁰⁰, 4 – 0,25m, 17⁰⁰



Rys. 6. Rozkład wartości temperatury na profilu - Łapy-Uhowo (25-27.08.2006 i 14.10.2006)
 1 - 0,25m, 10⁰⁰, 2 - 1,50m, 10⁰⁰, 3 - 1,50m, 17⁰⁰, 4 - 0,25m, 17⁰⁰



Rys. 7. Rozkład wartości temperatury na profilu - Bokiny (28-29.08.2006)
 1 - 0,25m, 17⁰⁰, 2 - 0,25m, 10⁰⁰, 3 - 1,50m, 10⁰⁰, 4 - 0,25m, 17⁰⁰

Zakończenie

W pracy zbadano wpływ rzeźby, pokrywy glebowej i roślinności na lokalne warunki termiczno-wilgotnościowe Narwiańskiego Parku Narodowego. Przeprowadzone na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego pomiary marszrutowe potwierdziły opisywane przez wielu autorów zależności między charakterem podłoża a lokalnymi warunkami klimatu. Na podstawie analizy otrzymanych wyników, stwierdzono, że:

- Wysoczyzny w ciągu doby charakteryzują się wyższą o około 1°C temperaturą i mniejszą około 10% wilgotnością względną powietrza niż dno doliny,
- Łąki świeże są cieplejsze niż tereny położone nad rzeką: w dzień o 1,5°C, a w nocy o 0,5°C, a wilgotność w stosunku do dna doliny jest mniejsza lub większa ($\pm 5\%$),

- Szuwary przez całą dobę charakteryzują się zarówno podwyższoną, w porównaniu z pozostałymi obszarami, temperaturą powietrza, jak i wyższą wilgotnością względną.

Ogólny charakter wpływu poszczególnych elementów środowiska przyrodniczego na warunki klimatyczne jest modyfikowany przez wiele lokalnych czynników, takich jak zadrzewienia, które ograniczają dopływ promieniowania słonecznego i poziomą wymianę powietrza między obszarami, czy też zabudowę miejską, która zaburza naturalną wymianę ciepła między podłożem a atmosferą. Dlatego też zauważono, iż badając lokalne zróżnicowanie klimatu, trudno jest jednoznacznie określić oddziaływanie danego elementu przyrodniczego na warunki termiczno-wilgotnościowe, a każdy obszar, ze względu na wzajemnie przenikające się czynniki, tworzy osobliwy dla siebie zestaw cech.

Poza charakterystyką wpływu rzeźby i charakteru podłoża, w pracy dokonano również analizy przestrzennego zróżnicowania klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego, czego wynikiem jest mapa topoklimatyczna.

Specyficzne położenie parku w dolinie rzeki o charakterze anastomozującym sprawia, iż prawie cały obszar należy do topoklimatu form wklęsłych bądź do topoklimatu zbiorników wodnych. Wprowadzono także podział topoklimatu form wklęsłych na jednostki podrzędne, których „mozaika” świadczy o dużym zróżnicowaniu przestrzennym warunków klimatu lokalnego.

Poza topoklimatem zbiorników wodnych na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego dominują jednostki związane z roślinnością szuwarową. W północnej części są to topoklimaty szuwarów turzycy na glebach torfowo-murszowych i torfowych okresowo przesycających, w południowej zaś topoklimaty szuwarów turzycy przesuszonej na glebach torfowych okresowo zabagnionych i torfowych okresowo przesycających. Takie zróżnicowanie świadczy o tym, iż północne obszary parku charakteryzują się nieco większą wilgotnością niż tereny położone na południu, a co za tym idzie bardziej łagodną zmiennością temperatury powietrza i jej mniejszymi dobowymi amplitudami.

Zarówno analiza wyników pomiarów marszrutowych, jak i charakterystyka warunków termiczno-wilgotnościowych jednostek topoklimatycznych wykazała, że zróżnicowanie klimatu lokalnego w ciągu doby zależy od innych elementów przyrodniczych. W dzień głównym czynnikiem różnicującym temperaturę i wilgotność powietrza jest roślinność, której wysokość i gęstość decyduje o stopniu osłabienia dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni gruntu. W nocy natomiast różnice warunków klimatycznych powstają na skutek specyficznych dla danego podłoża właściwości fizycznych, szczególnie pojemności i przewodnictwa cieplnego i uwilgotnienia gleby.

Wynikiem badań zróżnicowania klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego jest mapa topoklimatyczna. Jako podstawę do wydzielenia topoklimatów przyjęto klasyfikację J. Paszyńskiego (1980). Ze względu na niewielki fragment doliny rzecznej, podział zmodyfikowano i uszczegółowiono, wyznaczając podrzędne jednostki topoklimatyczne. Wybrano jedynie te topoklimaty, które występują na badanym obszarze

6.3.2. Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Narwiańskiego Parku Narodowego

Autor: Jan MUSIAŁ

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

Cel i metody pracy

Celem opracowania jest stworzenie syntetycznej mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego wraz z otuliną z wykorzystaniem zaawansowanych technik GIS. Wybrano ten teren z uwagi na brak tego rodzaju studium w szerokiej gamie monografii sporządzonych na temat Parku. Kolejnym ważnym czynnikiem przemawiającym za wyborem tego miejsca była możliwość pozyskania danych cyfrowych, za udostępnienie których autor pracy chciałby serdecznie podziękować Dyrekcji Narwiańskiego Parku Narodowego. Bez tych materiałów stworzenie cyfrowej mapy byłoby bardzo trudne, a wręcz niemożliwe.

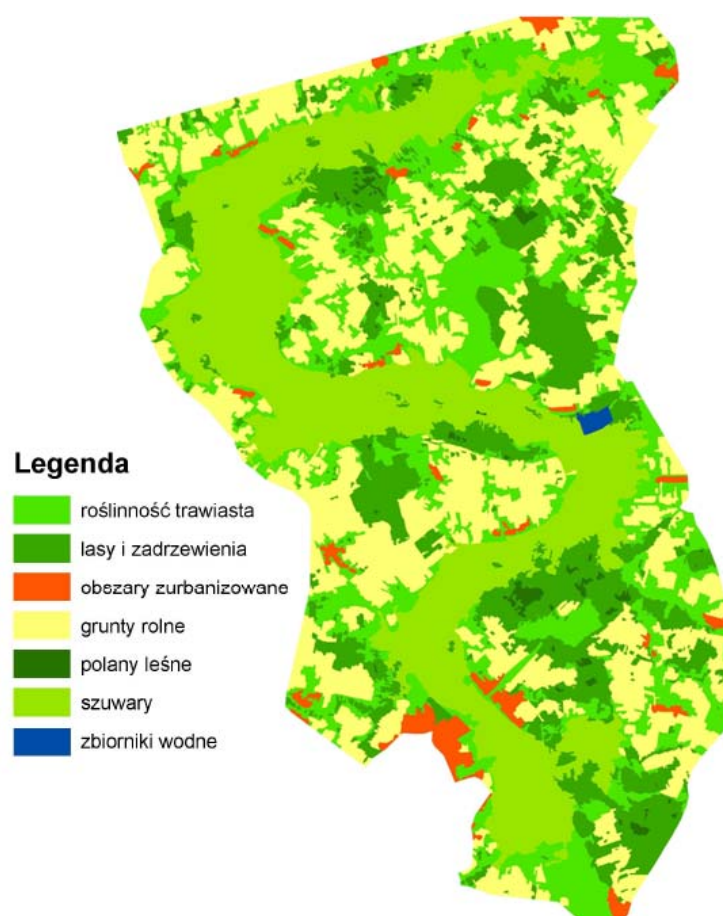
Kolejnym zadaniem, które wynikło w czasie rozwoju niniejszej pracy, było stworzenie nowego narzędzia GIS, które samo, po zadaniu odpowiednich parametrów przez użytkownika, w sposób automatyczny generuje mapę topoklimatyczną. Zostało to osiągnięte, przez zaprogramowanie odpowiedniego algorytmu, ciągu poleceń w modelu danych, którego utworzenie jest możliwe w niektórych pakietach oprogramowania GIS. Powstałe narzędzie jest uniwersalne i może stanowić pomoc dla każdego topoklimatologa w trakcie jego badań.

Oprogramowaniem wykorzystanym do wykonania cyfrowej mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego, był pakiet ArcGIS z licencją ArcInfo udostępnionym przez Katedrę Geoinformatyki i Teledetekcji na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

Treść pracy podzielono na 6 części, z których dwie pierwsze mają charakter teoretyczny, a pozostałe metodyczny. Pierwsza część stanowi opis przyrodniczy obszaru badań, ze szczególnym naciskiem na te komponenty środowiska, które szczególnie wpływają na topoklimat. Następna część zawiera teoretyczne podstawy badań topoklimatycznych oraz tworzenia związanych z nimi map. Kolejna część to omówienie podstaw teoretycznych GIS oraz szczegółowe przedstawienie poszczególnych etapów tworzenia cyfrowej mapy topoklimatów, wraz z opisem poszczególnych narzędzi oprogramowania ArcGIS. W części czwartej znajduje się opis opracowanej przez autora mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego oraz ich przestrzennego rozkładu. Część piąta prezentuje wyniki badań terenowych przeprowadzonych na terenie Parku przez autora w celu weryfikacji wydzielen topoklimatycznych, oraz zawiera ich dokładną analizę. Część ostatnia jest podsumowaniem całej pracy i prezentacją możliwości jej praktycznego wykorzystania.

Rozbudowany i szeroki, anastomozujący system Narwi w obrębie Narwiańskiego Parku Narodowego jest przyczyną powszechnego występowania szuwarów. Do tej grupy należą występujące powszechnie zbiorowiska turzycowiskowe ze związku Magnocaricion reprezentowanych przez 11 zespołów, oraz szuwały właściwe ze związków Phragmition 10 zespołów. Następnie można wyróżnić: 4 typy lasów, 3 zespoły zarośli, zbiorowiska mszysto turzycowe składające się z 4 zespołów, łąki i pastwiska

reprezentowane przez 14 zespołów, murawy napiaskowe i bliźniczkowe – 4 zespoły, oraz zbiorowiska antropogeniczne i traworośli.



Rys. 1. Mapa pokrycia terenu Narwiańskiego Parku Narodowego

Wymiana energii cieplnej

Promieniowanie

Równanie opisujące maksymalną wartość gęstości strumienia emitowanego przez ciało doskonale czarne w całym zakresie widma wywodzi się z prawa Stefana-Boltzmana.

$$Q = \sigma T^4$$

gdzie:

Q – gęstość strumienia promieniowania [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], T – temperatura ciała emitującego promieniowanie [K], σ – stała Stefana-Boltzmana [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^4$]

Kolejne ważne równanie wprowadza prawo Wiena, łączące długość fali przy której maksymalną wartość przyjmuje promieniowanie ciała doskonale czarnego, z jego temperaturą.

$$\lambda_{\max} = a_w T^{-1}$$

gdzie: λ_{\max} – maksymalna długość fali [μm], a_w – stała 2897 [$\mu\text{m}\cdot\text{K}$], T – temperatura [K]

Na całkowite promieniowanie słoneczne $K\downarrow$ dochodzące do powierzchni czynnej składa się suma promieniowania bezpośredniego S i rozproszonego D : $K\downarrow = S + D$.

Promieniowanie słoneczne odbite zależy od rodzaju powierzchni, z której uchodzi, a także od kąta padania samych promieni. Wielkością charakteryzującą zdolność danego ciała do odbijania promieniowania jest omówione wcześniej albedo. Stąd też, można wyprowadzić następujący wzór na wartość gęstości strumienia promieniowania odbitego:

$$K\uparrow = \alpha K\downarrow$$

Odejmując wartość strumienia promieniowania odbitego od powierzchni ziemi od wartości strumienia promieniowania na nią padającego, można wyliczyć ilość energii pochłoniętą przez nią: $K = K\downarrow - K\uparrow$.

Energia pochłonięta przez atmosferę może być z powrotem wyemitowana w stronę Ziemi jako długofalowe promieniowanie zwrotne atmosfery $L\downarrow$.

Wartość gęstości strumienia promieniowania długofalowego uchodzącego z danej powierzchni określona jest wzorem:

$$L\uparrow = \varepsilon \sigma T^4 - (1-\varepsilon) L\downarrow$$

Ogólny wzór na ten rodzaj promieniowania, można wyprowadzić z prawa Stefana-Boltzmana: $L\downarrow = \varepsilon \sigma T_a^4$.

Znając wartości długofalowego promieniowania podłoża $L\uparrow$ i promieniowania zwrotnego atmosfery $L\downarrow$, można wyznaczyć saldo promieniowania długofalowego zgodnie ze wzorem:

$$L = L\downarrow - L\uparrow = L\downarrow - (\varepsilon \sigma T_a^4 - (1-\varepsilon) L\downarrow)$$

Wymiana energii cieplnej w atmosferze

W teorii dyfuzji turbulencyjnej są wyprowadzane wzory na turbulencyjny strumień ciepła jawnego H i ciepła utajonego E :

$$H = -c_p \rho K_z \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad E = -L \rho K_w \frac{\partial q}{\partial z}$$

gdzie:

c_p – ciepło właściwe powietrza [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$], ρ – gęstość powietrza [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]

K_z – współczynnik turbulencyjnej wymiany ciepła [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], Θ – temperatura potencjalna powietrza [K], K_w – współczynnik turbulencyjnej wymiany pary wodnej [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], L – ciepło właściwe parowania [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], q – wilgotność właściwa powietrza [$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$]

z – wysokość nad powierzchnią czynną [m].

Wymiana energii przez przewodzenie

Przenoszenie ciepła w głąb gleby jest procesem bardzo skomplikowanym, na którego przebieg ma wpływ wiele czynników takich jak: skład mechaniczny, uziarnienie, porowatość, wilgotność, zawartość pary wodnej itd. Złożoność tego zjawiska pociąga za sobą konieczność wprowadzenia pewnych uproszczeń do jego oszacowania. Zakłada się, że gleba jest ciałem stałym, jednorodnym, w którym przepływ strumienia ciepła odbywa się tylko na drodze przewodnictwa, pomijając drugorzędne zjawiska takie jak np.: wydzielanie i pochłanianie energii podczas kondensacji i parowania wody w porach

gleby. Gęstość strumienia ciepła G przewodzonego przez dany ośrodek przedstawia wzór J. Fouriera:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$

λ – współczynnik przewodnictwa danego ośrodka, definiowany jako: ilość ciepła przepływającego przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu przy różnicy temperatury wynoszącej 1°C na jednostkę długości w kierunku prostopadłym do tej powierzchni i ma wymiar [J/s·m·K], T – temperatura.

Zastosowanie technik GIS

Cyfrowe źródła danych wykorzystywanych do tworzenia mapy topoklimatów NPN

Podstawowymi materiałami wykorzystanymi do tworzenia mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego były: ortofotomapa wykonana w zakresie bliskiej podczoerwieni (o nieokreślonej dacie, prezentująca najprawdopodobniej badany obszar na przełomie lata i jesieni, na co wskazują zaorane pola i dobrze rozwinięta wegetacja), numeryczny model rzeźby terenu (NMT) oraz mapa glebowa. Jako główne źródła danych wyżej wymienione mapy zostały odpowiednio przetworzone pod kątem przydatności do przeprowadzenia analiz topoklimatycznych.

Na podstawie ortofotomapy skorygowanej ze zdjęciem satelitarnym zamieszczonym na portalu www.zumi.pl, zdigitalizowane zostało użytkowanie ziemi na obszarze Parku i otuliny w podziale na następujące klasy: pola uprawne, łąki (nieużytki), roślinność szuwarowa, lasy (zadrzewienia), wody, zabudowa, polany leśne. Zasadność zaproponowanych wydzieleni jednostek pokrycia terenu opiera się na ich odrębnym oddziaływaniu na strukturę udziału poszczególnych strumieni energii w całkowitym bilansie cieplnym powierzchni czynnej. Przykładowo położone obok siebie pole uprawne bez pokrywy roślinnej zatrzymująca wodę i utrudniającej parowanie oraz wilgotny las będą miały zupełnie różne wartości strumienia ciepła utajonego E z uwagi na odmienne zasoby wilgoci.

Mapa glebowa została przekształcona w mapę utworów powierzchniowych, z uwagi na niewielki wpływ głębszych warstw gleby na specyfikę poszczególnych topoklimatów. Następnie pogrupowano poszczególne utwory ze względu na ich zwięzłość. Ostatecznie utworzono mapę składającą się z 3 klas utworów: o dobrej, średniej i słabej zwięzłości. Zwięzłość utworów glebowych wpływa na ich zdolność do przewodzenia ciepła, a tym samym modeluje strumień ciepła w glebie G . Bezpośredni kontakt pojedynczych cząsteczek w zwięzłej glebie prowadzi do wzrostu jej współczynnika przewodności cieplnej, gdyż ciała stałe najlepiej przewodzą ciepło. Najgorsze właściwości przewodnictwa ciepła mają ośrodki gazowe (powietrze) oraz utwory organiczne, które wypełniają liczne pory w glebach luźnych i organicznych. Znaczący wpływ na współczynnik przewodnictwa danej gleby ma również jej wilgotność.

Numeryczny model rzeźby terenu posłużył do wyznaczenia spadków i wystawy zboczy oraz do utworzenia mapy, która dzieli badany teren na obszary: doliny, wysoczyzny i wyniesień w obrębie doliny. Nachylenie i wystawa wypukłych form terenu różnicuje ilość energii dostarczanej przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne. Samo ukształtowanie terenu (podział na doliny, wysoczyzny i wyniesienia) określa miejsca spływu i ewentualnej stagnacji powietrza.

Nakładając na siebie opisywane warstwy: pokrycie terenu, podział utworów powierzchniowych ze względu na zwięzłość, mapy spadków i wystawy form terenu oraz mapę form terenu (zasięgami obszarów doliny, wysoczyzn i wyniesień) utworzono mapę topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego według klasyfikacji Pażyńskiego.

Etapy tworzenia mapy topoklimatów

Wiele oprogramowań, w tym ARCGIS, posiada możliwość tworzenia modeli. Są to algorytmy, czyli sekwencje poleceń, które na podstawie wybranych parametrów automatycznie przetwarzają dane wejściowe na pożądane dane wyjściowe.

Fazą wstępną, którą komputer wykonuje w pierwszej kolejności, jest przetworzenie numerycznego modelu rzeźby terenu. Za pomocą poleceń ASPECT i SLOPE są generowane warstwy, zawierające informacje dotyczące odpowiednio wystawy i nachylenia zboczy.

W efekcie otrzymuje się pliki rastrowe, o zakresie danych od 0° – 360° w przypadku wystawy i od -1 (tereny płaskie) do 90° w przypadku nachylenia. Przy tworzeniu mapy topoklimatów, obszarami istotnymi ze względu na dalsze analizy są stoki o nachyleniu powyżej 5° , podzielone na cztery wystawy zgodne z głównymi kierunkami stron świata. W celu wyszukania tych obszarów użyto polecenia RECLASSIFY, które poszczególnym zakresem wartości rastra przypisuje pożądaną wartość (kod). Jest to proces klasyfikacji, który polega na pogrupowaniu pikseli w klasy, uwzględniając przy tym jedną lub kilka zmiennych (Widacki 1997). Wartości pliku rastrowego zawierającego informację na temat wystawy zboczy są reklasyfikowane według klucza: 1 – wystawa północna, zakres wartości rastra od 315° do 45° ; 2 wystawa wschodnia zakres wartości rastra od 45° do 135° ; 3 – wystawa południowa, zakres wartości rastra od 135° do 225° ; 4 – wystawa zachodnia, zakres wartości rastra od 225° do 315° . Plik rastrowy z nachyleniem zboczy jest reklasyfikowany zgodnie z zerojedynekową logiką Boulowką tzn. 0 – nie spełnia kryterium, 1- spełnia kryterium według klucza: 0 – zakres wartości rastra od -1 do 5, 1- zakres wartości rastra od 5 do 90. W kolejnym kroku komputer nakłada na siebie reklasyfikowane warstwy wystawy i nachylenia i przemnaża wartości pojedynczych pikseli z jednego rastra z odpowiadającymi im wartościami pikseli w drugim rastrze za pomocą polecenia TIMES. Otrzymuje się pojedynczy plik rastrowy, w którym wszystkie obszary nie spełniające kryterium w wyniku mnożenia przez zero, otrzymują wartość 0, a wszystkie obszary spełniające kryterium mają zachowane wartości kodowe w wyniku mnożenia przez jeden. Tak przygotowany plik rastrowy można by przekształcić na plik wektorowy i wykorzystywać w dalszych analizach wektorowych, jednak zawiera on wiele małych grup pikseli, reprezentujących zbyt małe powierzchnie punktu widzenia tworzenia mapy topoklimatów. W związku z tym kilka kolejnych procesów będzie miało na celu generalizację danych rastrowych. Pierwszym z nich jest polecenie MAJORITY FILTER, przypisujące pojedynczemu pikselowi taką samą wartość jaką ma co najmniej połowa pikseli z jego bezpośredniego sąsiedztwa (licząc tylko 4 piksele graniczące po bokach, lub wszystkie 8 pikseli). Następnie za pomocą polecenia BOUNDARY CLEAN wygładzane są krawędzie poszczególnych stref. W kolejnym kroku są usuwane, lub scalane wszystkie grupy pikseli reprezentujące powierzchnie poniżej 1 ha. W tym celu należy pogrupować piksele ze względu na ich wartości i nadać im unikatowy identyfikator, który pomoże je odróżnić w dalszych analizach. Operacja ta wykonana jest za pomocą polecenia REGION GROUP, po którym następuje przekształcenie pliku wyjściowego przez polecenie MAKE RASTER LAYER na tymczasową warstwę

rastrową, która umożliwia kalkulację powierzchni każdej grupy pikseli w formie tabeli za pomocą polecenia ZONAL STATISTICS AS TABLE. Powstała tabela jest dowiązywana do tabeli atrybutów pliku rastrowego zawierającego poszczególne grupy pikseli za pomocą polecenia ADD JOIN z wykorzystaniem unikatowego identyfikatora wygenerowanego dla każdej z grup pikseli. Następnie wykorzystując polecenie EXTRACT BY ATTRIBUTES tworzy się plik wektorowy zawierający tylko grupy pikseli o powierzchni powyżej jednego hektara. Jest on wykorzystywany jako maska w poleceniu NIBBLE, które ostatecznie generalizuje poszczególne grupy pikseli wygenerowane po komendzie Region Group. Do ostatecznego pliku rastrowego po wykonanej generalizacji (po komendzie Nibble) ponownie dowiązywana jest informacja o jego zakodowanej wystawie za pomocą poleceń MAKE RASTER LAYER oraz ADD JOIN przy wykorzystaniu unikatowego identyfikatora. Na tym kończy się analiza danych rastrowych i za pomocą polecenia RASTER TO POLYGON przekształcany jest ostateczny plik rastrowy na plik wektorowy. W efekcie otrzymuje się zbiór poligonów zakodowanych (w atrybucie o nazwie „GRIDCODE”) w następujący sposób: 1 – północ, 2 – wschód, 3 – południe, 4 – zachód, 0 – obszary o nachyleniu poniżej 5°. Z uwagi na dalszą analizę ostatnia grupa poligonów jest nieistotna, w związku z tym pierwsze cztery klasy są wybierane za pomocą polecenia SELECT. Ostatecznie poligony zawierające informacje o wystawie stoków o nachyleniu powyżej 5° są wygładzane za pomocą komendy SIMPLIFY POLYGON.

Kolejnym etapem tworzenia mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego jest skrzyżowanie czterech warstw (pokrycia terenu, form terenu, stopnia złożności utworów powierzchniowych, oraz stoków o nachyleniu powyżej 5°) za pomocą polecenia UNION. Wynikowa warstwa jest poszatkowana małymi poligonami utworzonymi przez rekombinację wszystkich wariantów nałożenia się tych czterech warstw. Wszystkie atrybuty z wcześniejszych pojedynczych tabel zostają połączone w jedną dużą tabelę. Z tabeli wynikowej za pomocą polecenia SELECT, wybierane są poszczególne poligony reprezentujące ostateczne podklasy topoklimatów i następnie zapisywane są w oddzielnych warstwach. Do każdej warstwy za pomocą polecenia ADD FIELD dodawany jest atrybut (pole), w którym zapisywany jest kod poszczególnego wydzielenia topoklimatycznego, zgodny z klasyfikacją Paszyńskiego. Wartość z kodem jednostki topoklimatycznej przypisywana jest pojedynczemu poligonowi (wpis w puste pole w tabeli atrybutów, utworzone przez poprzednie polecenie) za pomocą polecenia

CALCULATE FIELD. W tym momencie można by było połączyć wszystkie poligony ze sobą i utworzyć mapę topoklimatów. Jednak, podobnie jak w przypadku analizy rastrowej, wiele poligonów stanowi niewielkie skrawki o powierzchni zbyt małej, aby mogły zostać uwzględnione w analizie. W związku z tym ponownie należy przeprowadzić skomplikowany proces generalizacji danych. W pierwszym jego etapie w ramach poszczególnych warstw istniejące granice pomiędzy poligonami reprezentującymi tą samą podklasę topoklimatów są niwelowane (rozpuszczane) za pomocą komendy DISSOLVE. Następnie warstwy zawierające wyróżnienia poszczególnych podtypów topoklimatów łączone są w główne klasy za pomocą komendy MERGE (np. podtypy 1.1; 1.2, 1.3 połączone są w klasę 1). Na tym etapie wszystkie poligony w obrębie podtypów topoklimatów są połączone ze sobą i komputer traktuje je jako jeden duży poligon (pomimo, że mogą nie mieć żadnych wspólnych granic). W związku z tym za pomocą polecenia MULTIPART TO SINGLEPART tworzona jest warstwa, w której wszystkie poligony stanowią odrębne jednostki. Następnie liczona jest powierzchnia każdego poligonu w obrębie klasy za pomocą komendy CALCULATE AREAS. Z otrzymanego pliku z powierzchnią, za pomocą polecenia

MAKE FEATURE LAYER, tworzona jest warstwa wykorzystywana w dalszych procesach. W kolejnym kroku w ramach poszczególnych klas topoklimatów wyróżniane są wszystkie poligony o powierzchniach mniejszych od 1 ha za pomocą komendy SELECT LAYER BY ATTRIBUTES. Tak przygotowana warstwa z zaznaczonymi poligonami o zadanej powierzchni jest następnie przetwarzana przez polecenie ELIMINATE, które łączy wszystkie poligony o powierzchni mniejszej niż 1 ha z sąsiednimi większymi poligonami, stosując jako kryterium długość granic (tzn. poligon o powierzchni poniżej 1 ha zostaje połączony z tym sąsiednim poligonem, z którym dzieli najdłuższą granicę). Ostatecznym etapem w tworzeniu mapy topoklimatów jest połączenie ze sobą wszystkich zgeneralizowanych klas topoklimatów za pomocą polecenia MERGE. W tym momencie następuje ostateczna generalizacja pojedynczych poligonów o powierzchniach poniżej 1 ha, które w ramach jednej klasy topoklimatów nie stykały się z żadnymi większymi poligonami, więc nie mogły zostać z nimi połączone. W związku z tym ponownie zastosowana jest sekwencja poleceń jak w procesie generalizacji obejmującą polecenia od MULTIPART TO SINGLE PART do ELIMINATE. Można by było ominąć wstępną generalizację w ramach poszczególnych klas topoklimatów i zastosować ją do całej mapy utworzonej w wyniku ich połączenia. Jednakże w takim przypadku niewielkie poligony o powierzchni poniżej 1 ha reprezentujące określony podtyp topoklimatu w ramach klasy, które dzieliłyby dłuższą granicę z poligonami o innej klasie zostałyby do niej błędnie włączone. Można to zobrazować następującym przykładem: poligon oznaczający podtyp klimatu 2.1 (tereny równinne położone na glebach zwięzłych), który dłuższą granicę dzieliłby z poligonem o podtypie topoklimatu 5.2 (zabudowana na równinie) zostałby do niego przyłączony, zamiast do poligonu 2.2 (tereny równinne na glebach średniozwarłych), z którym dzieliłby krótszą granicę. Podany przykład tłumaczy zasadność wykonywania podwójnej generalizacji danych wektorowych. Końcowym etapem tworzenia mapy jest wygładzenie poligonów za pomocą komendy SIMPLIFY POLYGON.

Autor opracowania postanowił utworzyć model (algorytm), który na podstawie odpowiednio zakodowanych danych wejściowych: numerycznego modelu rzeźby terenu, mapy pokrycia terenu, mapy stopnia zwięzłości utworów powierzchniowych oraz mapy form terenu, automatycznie generuje mapę topoklimatów. Najpierw zostanie opisana wstępna faza przygotowania danych wejściowych do modelu, wykonana w sposób „ręczny” przez autora.

Pierwszym krokiem w tworzeniu cyfrowej mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego była analiza numerycznego modelu rzeźby terenu zapisanego w postaci rastrowej DEM. Poszczególne wartości wysokości powierzchni terenu w tym modelu przypisane są pojedynczym pikselom (oczkom w siatce kwadratów). Innym, dość częstym, rodzajem zapisu tego typu danych jest numeryczny model rzeźby terenu TIN, utworzony przez siatkę nieregularnych trójkątów, w wierzchołkach których znajdują się punkty węzłowe z przypisaną wartością wysokości powierzchni terenu.

Wstępna analiza numerycznego modelu rzeźby terenu polegała na utworzeniu warstwy zawierającej obszary doliny, wysoczyzn i wyniesień, wąskich dolin i zagłębień terenowych w obrębie obszaru badań. Jest to dyskretny zapis, który za pomocą kryteriów morfologicznych w prosty sposób opisuje złożone typy krajobrazów (Magnuszewski 1999). W celu wydzielenia poszczególnych obszarów wygenerowano warstwę poziomą za pomocą polecenia CONTOUR zadając im odpowiednie cięcie równe 1 m. Właśnie taką dokładność wybrano, ze względu na mało urozmaiconą rzeźbę terenu i niewielkie różnice wysokości. Następnie ręcznie zdigitalizowano

w formie poligonów obszary dolin, wysoczyzn i wyniesień obrysowując poszczególne poziomicę. Każde wydzielenie zakodowano w kolumnie (atrybucie) o nazwie kod_dolina, przypisując odrębne kody dla poszczególnych wydzieleni: 1 – dolina, 2 – wysoczyzna, 3 – wyniesienie, 4 – wąska dolina, 5 – zagłębienie terenowe.

Kolejną warstwą danych było pokrycie terenu, które zdygitalizowano na podstawie ortofotomapy. Każde wydzielenie zakodowano według klucza (nazwa atrybutu „kod_pokryc”): 1 – pola uprawne, 2 – polany leśne, 3 – lasy i zadrzewienia, 4 – roślinność trawiasta, 5 – roślinność szuwarowa, 6 – zabudowa, 7 – wody.

Ostatnią warstwą przetworzoną w sposób ręczny była mapa glebowa. Proces ten polegał na wybraniu poszczególnych utworów powierzchniowych podzielonych na klasy związłości i połączeniu ich ze sobą za pomocą komendy MERGE poszczególnych klas zakodowano zgodnie z kluczem (nazwa atrybutu „kod_utwory”): 1 – utwory związane, 2 – utwory średniozwiązane, 3 – utwory słabozwiązane.

Mapa topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego

Analiza rozkładu przestrzennego jednostek topoklimatu

W trakcie tworzenia mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego autor niniejszego opracowania uznał, iż istniejąca klasyfikacja Paszyńskiego z punktu widzenia analizowanego terenu jest niepełna i wprowadził do niej własne podtypy wydzieleni. Dwa najważniejsze z nich wiążą się z szerokim, podmokłym dnem doliny Narwi i są następujące podtypy topoklimatów: 3.4 – tereny dolinne porośnięte roślinnością szuwarową, oraz 4.4 – tereny dolinne porośnięte lasami. Podtyp 3.4 został wyróżniony z klasy topoklimatów dolinnych z racji na duże uwilgocenie, a nawet okresowe podtopienie roślinności szuwarowej, która ze względu na swoją dużą zawartość i wysokość (w porównaniu do podtypu 3.1 – łąki i pola w dolinie) utrudnia parowanie z powierzchni czynnej. W klasie topoklimatów leśnych wyróżniono również topoklimat 4.5 – lasy porastające wysoczyzny i wyniesienia, ponieważ nie uwzględniono go w klasyfikacji Paszyńskiego. Następnym podtypem topoklimatów 4.4 został utworzony w ramach klasy topoklimatów leśnych, aby w dość oczywisty sposób skonstrastować tereny leśne położone na wysoczyźnie (głównie suche bory sosnowe na utworach piaszczystych), z wilgotnymi lasami łągowymi porastającymi dno doliny Narwi. Różnice między tymi jednostkami zostały solidnie udokumentowane przez badania terenowe przeprowadzone przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego (Kicińska B., Olszewski K., Żmudzka E., 2001). Ostatnim zaproponowanym przez autora podtypem topoklimatów jest podtyp 2.4 – obszary wysoczyzn o glebach średniozwiązanych porośniętych roślinnością trawiastą, jako uzupełnienie podtypu 2.2 – obszary wysoczyzn o glebach średniozwiązanych bez pokrywy roślinnej.

Stosując kryteria zaproponowane przez Paszyńskiego można wybrać 6 najbardziej reprezentatywnych grup topoklimatów, które dzielą się jeszcze na podgrupy. (tab. 1, rys. 3)

Tabela 1. Grupy topoklimatów na obszarze Narwińskiego Parku Narodowego (legenda – mapa topoklimatów)

1.	Topoklimaty form wypukłych
1.1	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się względnie dużym udziałem strumienia H w nocy oraz względnie dużymi wartościami strumienia K?. Są to stoki o wystawie od SE do SW i nachyleniu ponad 50. Tereny te są uprzywilejowane do uprawy roślin ciepłolubnych i tworzą dobre siedliska dla rozwoju mieszkalnictwa.
1.2	Tereny o tym topoklimacie odznaczają się względnie dużymi wartościami strumienia H w nocy i przeciętnymi wartościami strumienia K?. Są to stoki o nachyleniu powyżej 50 i wystawie wschodniej (od NE do SE) i zachodniej (od SW do NW) oraz wszystkie stoki o nachyleniu nie przekraczającym 50 i niewielkie partie wierzchowinowe, na których z racji na swoją niewielką powierzchnię nie mogą tworzyć się warstwy zimnego powietrza.
1.3	Na obszarach o tym topoklimacie strumień H w nocy przyjmuje względnie duże wartości, natomiast natężenie strumienia K? jest mniejsze niż w warunkach standardowych. Są to stoki o wystawie północnej (od NW do NE) i nachyleniu powyżej 50 oraz dolne partie zboczy w głębokich dolinach śródgórskich, gdzie wskutek zasłonięcia horyzontu skrócony jest znacznie czas nasłonecznienia
1.4	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się bardzo urozmaiconą rzeźbą (mozaika stoków o różnych nachyleniach i ekspozycjach), wskutek czego wartości strumienia K? są urozmaicone, a wartości strumienia H są większe od przeciętnych.
2.	Topoklimaty form płaskich poza dnami dolin
2.1	Obszary o tym topoklimacie cechują się przeciętnymi wartościami strumienia H w nocy oraz stosunkowo dużymi wartościami strumienia G. Są to płaskie tereny wyniesione ponad dna dolin, w tym również rozległe partie wierzchowinowe z glebami nieporowatymi, dobrze uwilgoconymi, a więc o dużej przewodności cieplnej. Na tych terenach możliwe są przyziemne inwersje temperatury oraz lokalne przymrozki, jednak znaczącym spadkiem temperatury przeciwdziała strumień ciepła docierającego z głębi gleby
2.2	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się przeciętnymi wartościami strumienia H (w nocy) i G. Są to tereny płaskie, lub stoki o niewielkim nachyleniu do 50 o glebach średniozwięzłych użytkowanych rolniczo, nieporośniętych roślinnością, która mogłaby hamować dopływ ciepła z głębszych warstw gleby w czasie pogodnych nocy. Prawdopodobieństwo wystąpienia na tym terenie przymrozków jest umiarkowane
2.3	Obszary o tym topoklimacie odznaczają się przeciętnymi wartościami strumienia H w nocy oraz małymi wartościami strumienia G. Są to obszary płaskie wyniesione ponad dna dolin o glebach źle przewodzących ciepło, porośniętych zwartą roślinnością, która dodatkowo utrudnia dopływ ciepła z głębszych partii gleby. Niebezpieczeństwo wystąpienia przymrozków na tych terenach jest największe spośród całej klasy drugiej.
3.	Topoklimaty form wklęsłych, zagrożonych sypym zimnym powietrzem w czasie nocy z wyżej położonych terenów, o największym prawdopodobieństwie wystąpienia przymrozków.
3.1	Obszary o tym topoklimacie cechują się małymi wartościami strumienia H w nocy i ponadprzeciętnymi wartościami strumienia E w dzień. Są to rozległe dna dolin o dobrym przewietrzaniu porośnięte roślinnością trawiastą.
3.2	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się małymi wartościami strumienia H w nocy i przeciętnymi wartościami strumienia E w dzień. Są to wyżej położone w porównaniu z klimatem 3.1 partie dolin, które wskutek wyższego poziomu wód gruntowych, mają ograniczoną ilość wody, która może być wykorzystana w procesie parowania terenowego.
3.3	Obszary o tym topoklimacie odznaczają się stosunkowo małymi wartościami strumienia H w nocy i E w dzień. Są to głównie drobne formy wklęsłe stanowiące zastoiska zimnego powietrza w nocy, polany śródleśne oraz wąskie dna dolin, wąwozy itp
4.	Topoklimaty terenów leśnych, które wskutek gęstej pokrywy koron drzew charakteryzują się utrudnionym wypromieniowaniem ciepła z gleby
4.1	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się małymi wartościami strumienia L? oraz stosunkowo dużymi wartościami strumienia K?. Są to lasy porastające stoki o wystawie południowej (od SE do SW) i nachyleniu powyżej 50
4.2	Obszary o tym topoklimacie cechują się małymi wartościami strumienia L? oraz przeciętnymi wartościami strumienia K?. Są to lasy porastające stoki o nachyleniu przekraczającym 50 i wystawach wschodniej i zachodniej
4.3	Obszary o tym topoklimacie odznaczają się małymi wartościami strumienia L? i K?. Są to lasy porastające stoki o nachyleniu powyżej 50 i wystawie północnej (od NW do NE).

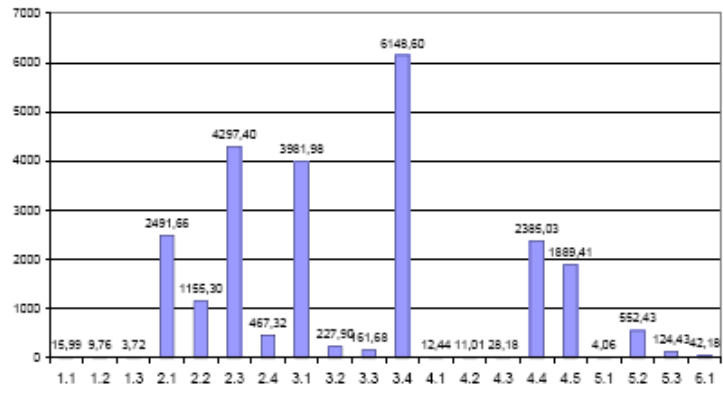
Tabela 1. c.d. Grupy topoklimatów na obszarze Narwiańskiego Parku Narodowego (legenda – mapa topoklimatów)

5.	Topoklimaty obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych o znaczącymi udziale strumienia A
5.1	Obszary te charakteryzują się występowaniem strumienia A oraz stosunkowo dużymi wartościami strumienia H. Są to tereny obszarów zurbanizowanych położonych na zboczach, gdzie nie występuje ryzyko zalegania zanieczyszczeń.
5.2	Obszary o tym topoklimacie odznaczają się występowaniem strumienia A oraz przeciętnymi wartościami strumienia H. Są to tereny miejskie położone na równinach, gdzie w niesprzyjających warunkach może dojść do stagnacji zanieczyszczeń.
5.3	Obszary o tym topoklimacie cechują się obecnością strumienia A oraz niewielkimi wartościami strumienia H. Są to tereny zurbanizowane leżące w obniżeniach i dnach dolin, gdzie występuje duże ryzyko stagnacji zanieczyszczeń.
6.	Topoklimaty zbiorników wodnych o bardzo dużym udziale strumienia G
6.1	Obszary o tym topoklimacie charakteryzują się stosunkowo małą, dobową amplitudą temperatury i łagodnymi warunkami klimatycznymi. Są to obszary otwartych wód oraz ich najbliższego otoczenia (plaże, wyspy).

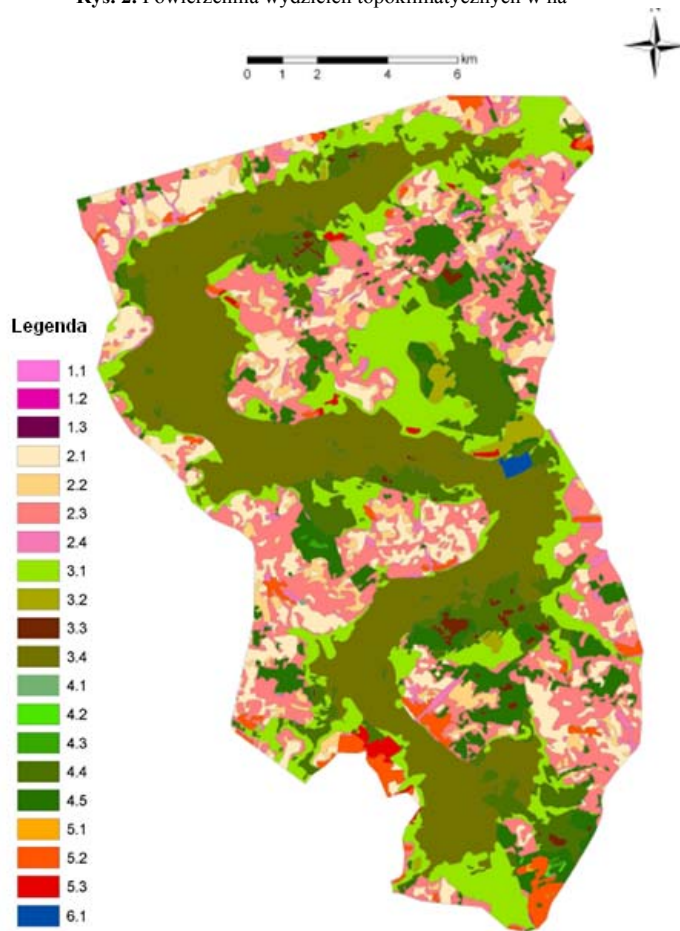
Przeważającymi wydzieleniami na mapie topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego, są klasy i podtypy topoklimatyczne związane z rozległym obniżeniem doliny Narwi. Wśród nich największy udział powierzchniowy ma topoklimat 3.4 i zajmuje najniżej położone i najbardziej uwilgocone obszary dna doliny Narwi. Nieco wyżej zlokalizowane tereny, o głębszym poziomie wód gruntowych zajmuje topoklimat 3.1, którego największy płat zlokalizowany jest w zatoce doliny pomiędzy wsiami Topilec, Izbszcze, Konowały i Kościuki. Kolejny podtyp topoklimatu 4.4 reprezentuje roślinność leśna składająca się z olsów porzeczkowych, łągów jesionowo-olszowych, oraz łązowisk. Na wysoczyznach topoklimaty stanowią nieregularną mozaikę, jednak przeważa tam podtyp 2.3, który zajmuje tereny piaszczyste związane z procesami deglacjacji lądolodu, oraz akumulacją rzeczną. Wraz z nim często przeplata się topoklimat 2.1 występujący na powierzchni niektórych moren, kemów o podłożu gliniastym. Obszary leśne na wysoczyźnie reprezentowane głównie przez bory sosnowe oraz grądy obejmuje podtyp 4.5. Topoklimaty związane ze znaczącym nachyleniem powierzchni terenu występują rzadko i często stanowią jedynie pojedyncze stoki. Wynika to z małourozmaiconej rzeźby samej doliny Narwi oraz otaczających ją wysoczyzn. Największą najrozleglejszą formą wypukłą o nachyleniu zboczy ponad 5° jest wzniesienie o trzech wierzchołkach znajdujące się na zachód od wsi Kolonia Rogówek.

Topoklimaty obszarów zurbanizowanych stanowią niewielki udział wśród pozostałych wydzieleni, a największy z nich zlokalizowany jest na terenie wsi Łapy.

Ostateczna skala mapy topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego zaproponowana przez autora wynosi 1:25 000. W związku z tym w czasie procesu generalizacji opisanego następnym rozdziale, przyjęto minimalną powierzchnię pojedynczego wydzielenia na 1 ha.



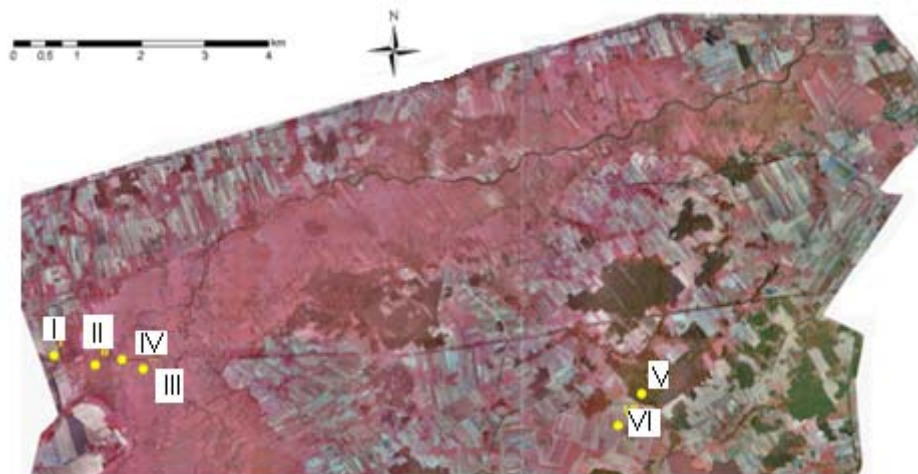
Rys. 2. Powierzchnia wydzielen topoklimatycznych w ha



Rys. 3. Mapa topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego

Badania terenowe

Sporządzając syntetyczną mapę topoklimatów, badania terenowe stanowią jedynie element weryfikujący poprawność wydzielenia poszczególnych jednostek topoklimatycznych. W trakcie pracy nad mapą topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego, jej autor wraz zespołem przeprowadzili pomiary terenowe w lipcu 2007 roku. Udział większej liczby osób w badaniach był kluczowy, ponieważ umożliwił prowadzenie pomiarów stacjonarnych, dzięki czemu dane były zbierane w różnych miejscach w tym samym czasie. Ten rodzaj pomiarów, jest znacznie dokładniejszy od pomiarów prowadzonych metodą marszrutową, gdzie niektóre wyniki są szacowane na podstawie różnicy temperatur i różnicy czasu pomiarów. Badania terenowe obejmowały dwa dni. Pierwszego dnia wykonano pomiary w godzinach późnopołudniowych i wieczornych, a drugiego dnia w godzinach wczesnoporannych i popołudniowych. Wybrano akurat te pory doby, gdyż właśnie w momentach przełomu dnia i nocy, najlepiej zaznaczają się różnice pomiędzy poszczególnymi jednostkami mitopoklimatycznymi. Pogoda w czasie wykonywania pomiarów miała charakter radiacyjny, była słoneczna, a zachmurzenie było niewielkie z wyjątkiem późnych godzin wieczornych pierwszego dnia, kiedy rozpętała się burza (stąd brak kompletności wyników z godziny 23). Punkty pomiarowe rozmieszczono wzdłuż poprzecznego profilu doliny na wysokości zerwanego mostu koło wsi Kruszewo. Dobór punktów był przeprowadzony tak, aby każdy z nich reprezentował odrębny podtyp topoklimatów. w ten sposób wybrano następujące miejsca: Punkt I – pole uprawne zlokalizowane na wysoczyźnie na glebach piaszczystych, topoklimat 2.3 Punkt II – las łągowy zlokalizowany w dnie doliny, topoklimat 4.4. Punkt III – szuwary zlokalizowane w dnie doliny, topoklimat 3.4 Punkt IV – brzeg Narwi, odpowiednik topoklimatu 6.1 Punkt V – bór sosnowy zlokalizowany na wysoczyźnie 4.5. Punkt VI – łąka zlokalizowana na wysoczyźnie na utworach średniozwięzłych (piaskachgliniastych), topoklimat 2.4 Pomiary były wykonywane na wysokości 0,25 i 1,5 m n.p.g.. Mierzono temperaturę, wilgotność względną, prędkość wiatru i oceniono stopień zachmurzenia. Rezultaty pomiarów terenowych prezentuje tabela nr 3



Rys. 4. Lokalizacja punktów pomiarowych wyznaczonych podczas badań terenowych

Tabela 3a. Wyniki pomiarów terenowych (*T* – temperatura [°C], *f* – wilgotność względna [%])

	m	Punkt 1		Punkt 2		Punkt 3		Punkt 4		Punkt 5		Punkt 6	
		P. uprawne	Las łęg.	Szuwary	Brzeg Narwi	Bór sosnowy	Łąka	<i>T</i>	<i>f</i>	<i>T</i>	<i>f</i>	<i>T</i>	<i>f</i>
18	0,25	26,5	47,0	24,5	55,2	27,0	46,7	28,4	38,9	27,9	29,3	27,8	34,1
	1,50	26,7	55,0	23,8	61,3	26,4	46,5	28,2	39,0	28,1	30,1	28,6	34,0
19	0,25	22,0	64,0	21,9	63,8	23,7	59,2	24,0	52,4	26,7	41,3	27,7	33,2
	1,50	22,0	70,0	21,6	67,0	24,6	56,6	23,5	53,2	25,5	42,0	27,7	31,0
20	0,25	19,0	70,0	20,5	70,6	21,2	67,6	23,5	61,0	22,9	49,4	21,2	61,5
	1,50	19,6	78,6	20,2	70,2	21,1	67,4	21,8	59,4	23,5	50,8	21,0	44,7
21	0,25	16,8	81,5	18,4	79,7	19,5	78,0	18,7	73,5	19,7	58,1	18,0	77,0
	1,50	16,0	82,2	18,4	82,6	19,7	80,0	18,9	69,0	20,4	58,4	18,7	83,0
22	0,25	16,2	88,0	18,2	85,3	18,7	79,3	17,6	81,0	17,0	72,0	17,0	85,0
	1,50	16,1	90,0	18,2	85,9	18,6	82,3	17,4	81,5	17,0	73,2	17,1	75,0
23	0,25									17,6	67,7	18,3	72,0
	1,50									17,7	68,6	18,7	70,5
6	0,25	16,0	79,8	17,3	83,0	17,1	79,4	17,9	78,2	17,1	76,7	18,4	75,6
	1,50	16,7	82,0	16,8	84,4	17,6	79,5	17,9	78,6	16,3	77,2	18,4	75,1
7	0,25	17,9	77,3	17,6	85,5	19,3	77,7	18,9	74,7	19,8	67,9	23,2	58,0
	1,50	18,3	81,0	17,6	85,7	19,6	77,8	19,1	73,6	19,8	67,6	22,6	60,0
8	0,25	21,0	62,5	20,1	71,0	20,2	75,5	21,1	66,7	21,8	63,1	23,9	54,4
	1,50	21,8	64,0	20,3	73,3	21,0	72,2	21,4	62,6	22,0	61,3	23,6	54,3
9	0,25	26,1	49,0	23,0	65,9	20,8	75,6	22,7	61,4	24,4	52,3	26,1	48,2
	1,50	25,6	54,8	22,7	70,8	21,4	75,5	22,5	60,4	24,2	53,0	26,6	47,5
10	0,25	26,3	47,0	23,6	61,7	23,3	72,0	23,9	55,6	25,7	49,2	26,3	47,4
	1,50	27,0	52,0	24,4	63,0	23,6	59,0	23,8	55,6	26,1	49,1	26,4	46,5
11	0,25	31,0	44,0	26,0	48,7	25,1	62,0	25,1	53,8	27,6	44,6	28,6	43,5
	1,50	29,1	47,0	24,5	53,0	25,7	48,3	25,2	52,8	27,2	44,3	28,2	42,2
12	0,25	32,5	38,5	26,6	42,7	25,1	50,0	25,4	47,3	30,2	36,8	30,0	34,9
	1,50	31,8	42,7	27,0	49,7	26,3	49,4	25,8	45,6	29,6	37,1	30,6	33,9
13	0,25	36,3	36,5	28,2	38,4	26,2	49,5	26,0	43,4	30,4	33,8	29,3	31,7
	1,50	35,7	38,5	28,4	44,6	26,1	43,6	27,2	39,6	29,9	34,4	28,8	32,2

Tabela 3b. Wyniki pomiarów terenowych (*v* – prędkość wiatru, *N* – zachmurzenie)

	Godz	18	19	20	21	22	23	6	7	8	9	10	11	12	13
Punkt 1	<i>v</i>	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0		0,5	1,0	2,0	2,0	2,5	2,0	2,0	1
	<i>N</i>	0	0	0	6	8		0	1	0	0	0	0	1	2
Punkt 2	<i>v</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	1,5	2,0
	<i>N</i>	0	0	0	6	8		0	2	0	0	0	0	0	1
Punkt 3	<i>v</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0	1,4	2,5	2,0	2,8	2,0	3,6	2,0
	<i>N</i>	0	0	1	4	7		0	0	0	0	0	0	1	2
Punkt 4	<i>v</i>	0,0	0,6	0,6	0,0	0,9		0,0	1,4	2,5	2,0	2,8	2,0	3,6	2,0
	<i>N</i>	1	0	1	4	8		0	0	0	0	0	0	1	2
Punkt 5	<i>v</i>	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1	2	1	1	2	1
	<i>N</i>	0	0	0	4	5	8	0	0	0	0	0	0	0	0
Punkt 6	<i>v</i>	2	1	0	0,0	0,0	0,0	2	2	3	3	5	3	4	4
	<i>N</i>	0	0	0	6	8	8	0	0	0	0	0	0	0	2

Wnioski

Opracowanie zawiera analizę topoklimatów Narwiańskiego Parku Narodowego oraz sposoby zastosowania technik GIS do stworzenia syntetycznej mapy ich rozkładu przestrzennego. Jako podstawowe źródła danych do przeprowadzenia kame-ralnych badań topoklimatycznych posłużyły materiały cyfrowe zawierające infor-

mację o rzeźbie, pokryciu terenu i utworach powierzchniowych analizowanego obszaru. Następnie zgodnie z metodyką kartowania opracowaną przez Paszyńskiego podjęto próbę wstępnego określenia zasięgów poszczególnych topoklimatów. Jednak podczas tej analizy autor opracowania doszedł do wniosku, że istniejąca klasyfikacja topoklimatów jest niepełna, a ponadto nie zawiera istotnych wydzieleni ze względu na ich specyficzne warunki. W związku z tym zaproponowano poszerzenie tej klasyfikacji o następujące podtypy topoklimatów:

- 2.4 – topoklimat form płaskich, znajdujących się poza dnami dolin, o średniozwięzłych utworach powierzchniowych, porośniętych roślinnością trawiastą (uzupełnienie klasy 2.2 w klasyfikacji Paszyńskiego).
- 3.4 – topoklimat form wklęsłych porośniętych roślinnością szuwarową o płytkim zwierciadle wód gruntowych
- 4.4 – topoklimat obszarów zalesionych położonych w dolinach, gdzie zwierciadło wód gruntowych zalega płytko
- 4.5 – topoklimat obszarów zalesionych położonych na obszarach płaskich, poza dnami dolin

Zasadność zaproponowanych wydzieleni została poparta przez wyonane badania terenowe. Analiza procentowego udziału każdego typu topoklimatu na obszarze Narwiańskiego Parku Narodowego pozwala stwierdzić, że na jego obszarze głównym czynnikiem modelującym klimat lokalny jest rzeźba terenu, ze względu na rozległą i krętą dolinę Narwi. Drugorzędne znaczenie ma pokrycie terenu, które szczególnie w samym dnie doliny jest dość jednolite. Najmniejszy wpływ na zróżnicowanie topoklimatów mają utwory powierzchniowe. Ich znaczenie wzrasta jedynie na obszarze wysoczyzn, które wąskimi ostrogami wcinają się w dno doliny.

Zastosowanie praktyczne opracowanej mapy Narwiańskiego Parku Narodowego, może wiązać się z bonitacyjną oceną warunków do rozwoju rolnictwa na tym terenie. Na jej podstawie można wnioskować, że obszary objęte topoklimatem 3.1 (rozległe, podmokłe dna dolin) są predysponowane do występowania przymrozków, dlatego zalecane byłoby tam prowadzenie upraw roślin odpornych na niskie temperatury. Z drugiej strony najlepsze warunki termiczne i glebowe dla rolnictwa mają topoklimaty 2.1 (topoklimat terenów płaskich poza dnami dolin o glebach zwięzłych), 2.2 (topoklimat terenów płaskich poza dnami dolin o glebach średniozwięzłych) oraz 1.1 (południowe stoki o nachyleniu powyżej 5°).

Drugim głównym założeniem pracy, oprócz stworzenia mapy topoklimatów, było wykorzystanie w tym celu technik GIS oraz ich pogładowa prezentacja. Wykorzystano przy tym specjalną funkcję oprogramowania, która umożliwia łatwe i przystępne budowanie modeli danych, które po zadaniu odpowiednich parametrów wykonują ciąg poleceń. W efekcie końcowym pozwoliło to na stworzenie uniwersalnego narzędzia, które, po wprowadzeniu do modelu specjalnie spreparowanych danych wejściowych, pozwala na automatyczne wygenerowanie mapy topoklimatycznej. W ten sposób pozwala ono na zaoszczędzenie dużej ilości czasu, jaką przy każdej analizie topoklimatycznej zajmuje wykonanie mapy. Jest to pojedynczy przykład w szerokiej gamie zastosowań technik GIS, który pozwala na zapoznanie się z niezbadanymi dotąd możliwościami tego narzędzia.

6.4. Nizina Północnopodlaska

6.4.1. Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenu otwartego w Nadleśnictwie Browsk (Puszcza Białowieska)

Autor: Anna KUNOWSKA

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Cel pracy

Specyfika klimatu lasu jest tematem często podejmowanym w pracach z zakresu klimatologii. Najliczniejsze są badania odrębności warunków klimatycznych lasu w porównaniu z terenem otwartym oraz zróżnicowania warunków wewnątrz lasu w zależności od jego typów siedliskowych. Część opracowań dotyczy także pogranicza lasu i terenu otwartego.

Określenie swoistych cech klimatu pogranicza lasu daje możliwość zbadania szerokości strefy wzajemnego przenikania się klimatu lasu i terenu otwartego oraz wzajemnego oddziaływania na siebie lasu i terenu otwartego, co może być użyteczne w zarządzaniu lasu oraz za- gospodarowaniu terenów sąsiadujących z lasem.

Celem pracy jest analiza zróżnicowania warunków termicznych i wilgotnościowych w strefie pogranicznej lasu i terenu otwartego w Nadleśnictwie Browsk, znajdującym się w Puszczy Białowieskiej. Za najważniejsze zadanie uznano przedstawienie zróżnicowania tych warunków między pograniczem lasu i terenu otwartego, lasem i terenem otwartym w zależności od pory roku, pory dnia i warunków pogodowych oraz określenie innych czynników mogących wpływać na zróżnicowanie mikroklimatu strefy brzegowej lasu.

Materiały wykorzystane w pracy i metody ich opracowania

Praca powstała na podstawie badań terenowych przeprowadzonych od 15 marca do 3 lipca oraz we wrześniu 2008 r. na terenie i w okolicach wsi Masiewo I i Masiewo II w Nadleśnictwie Browsk w Puszczy Białowieskiej. W projektowaniu badań terenowych oraz interpretacji ich wyników pomocne były pozycje literatury dotyczące klimatu lasu.

W okresie marzec-czerwiec oraz we wrześniu pomiary były prowadzone za pomocą przymocowanego do drzew automatycznego sprzętu Ebro, mierzącego temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokości 2 m n.p.g co 20 minut przez całą dobę.

W dniach 1-3 lipca 2008 r. badania były prowadzone przez studentów Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Pomiary były dokonywane termohigrometrami i anemometrami elektronicznymi. Mierzone były temperatura i wilgotność względna powietrza, prędkość i kierunek wiatru, oceniano też zachmurzenie. Dodatkowo w tych dniach w terenie otwartym wykonywano pomiary z użyciem automatycznej stacji meteorologicznej Hobo.

Pomiary wykonywane przez studentów były prowadzone na wysokości 2 m n.p.g. co 15 minut w godzinach 7⁰⁰-8³⁰, 12⁰⁰-13³⁰ i 18⁰⁰-19³⁰. Stacja Hobo wykonywała pomiary na wysokości 1 m n.p.g. co minutę w ciągu całej doby.

Punkty pomiarowe zostały zlokalizowane w charakterystycznych dla Nadleśnictwa Browsk typach siedliskowych lasu, na granicy lasu i terenu otwartego oraz w terenie otwartym. Rozmieszczenie punktów zostało zaplanowane na podstawie

Mapy gleb i siedlisk, Nad- leśnictwo Browsk, Obręb Browsk, wydanej przez Regionalną Dyрекcję Lasów Państwowych w Białymstoku (1997) oraz na podstawie obserwacji dokonanych na obszarze badań. Dokład na lokalizacja punktów pomiarowych została przedstawiona na mapie (rys. 2).

Pomiary sprzętem Ebro były wykonywane na 9 stanowiskach pomiarowych.

- Stanowisko nr 1 zlokalizowane było w terenie otwartym, na łące, około 200 m od ściany lasu (sprzęt pomiarowy umieszczono na samotnym drzewie).
- Stanowisko nr 2 znajdowało się na granicy lasu i terenu otwartego o ekspozycji zachodniej.
- Stanowisko nr 3 – las mieszany świeży, o średnim zwarcie koron drzew i gęstym podszyciu (rys. 3)
- Stanowisko nr 4 – bór świeży, o niewielkim zwarcie i z ubogim podszytem (rys. 4)
- Stanowisko nr 5 – ols, o małym zwarcie koron i dużej wilgotności podłoża, z wodą stagnującą między kępami porośniętymi przez drzewa (rys. 5)
- Stanowisko nr 6 – bór mieszany wilgotny, o dużym zwarcie koron i gęstym podszyciu (rys. 6)
- Stanowisko nr 7 – las świeży, o bardzo dużym zwarcie koron i niezbyt gęstym podszyciu
- Stanowisko nr 8 – las wilgotny, o dużym zwarcie koron, gęstym podszyciu i dużej wilgotności podłoża
- Stanowisko nr 9 było zlokalizowane na południowo-wschodniej granicy lasu i terenu otwartego.

Stanowiska nr 3, 4, 5, 6, 7, 8 znajdowały się w lesie, w różnych jego typach siedliskowych, w niewielkiej odległości od granicy lasu.

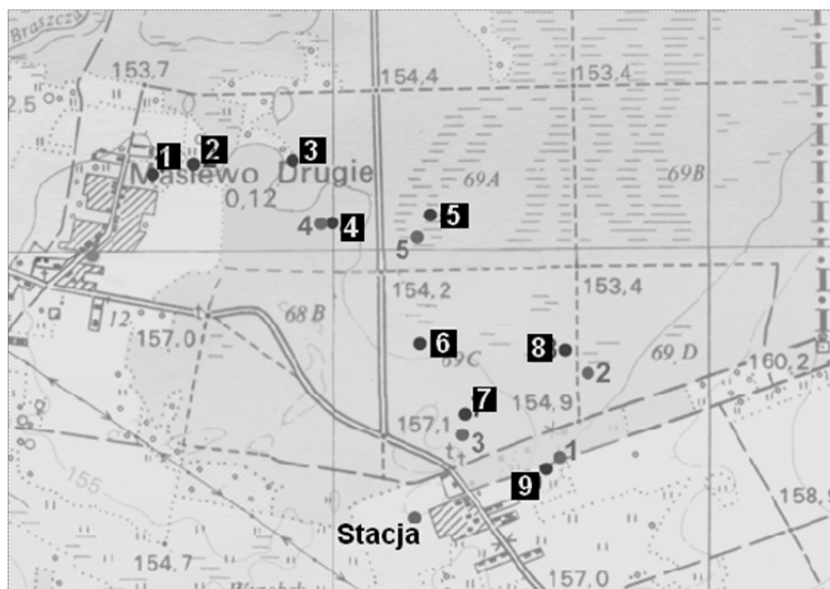
Pomiary terenowe w dniach 1-3 lipca 2008 r. zostały przeprowadzone na 6 stanowiskach pomiarowych. Niektóre ze stanowisk były zlokalizowane w bardzo bliskim sąsiedztwie punktów, w których pomiary wykonywano sprzętem Ebro.

- Stanowisko nr 1 zlokalizowano na granicy lasu i terenu otwartego, na terenie porośniętym trawą, w odległości około 3 m od ściany lasu.

Stanowiska nr 2, 3, 4, 5 były zlokalizowane w lesie:

- stanowisko nr 2 – las wilgotny – charakteryzował się gęstym podszytem i dużym zwarcie koron (odpowiada punktowi nr 8 z pomiarów Ebro)
- stanowisko nr 3 – las świeży – charakteryzował się największym (spośród wszystkich punktów pomiarowych) zwarcie koron drzew (utrudniającym przenikanie promieniowania słonecznego do dna lasu) (odpowiada punktowi 7 z pomiarów Ebro)
- stanowisko nr 4 – bór świeży – tylko na tym stanowisku występowała roślinność iglasta o niewielkim zwarcie (odpowiada punktowi 4 z pomiarów Ebro)
- stanowisko nr 5 – ols – ten punkt cechowało najmniejsze zwarcie koron drzew oraz brak podszytu (odpowiada punktowi 5 z pomiarów Ebro).

W wyniku awarii sprzętu Ebro nie udało się pozyskać danych pomiarowych ze wszystkich punktów pomiarowych w każdym miesiącu prowadzenia pomiarów. Dlatego w analizie nie uwzględniono miesięcy, w których w danym miesiącu brakowało danych z ponad połowy miesiąca.



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych. Fragment mapy topograficznej Polski w skali 1:25 000, wydanej przez Głównego Geodetę Kraju (Rzeszów 2003)

. Na mapie wyróżniono (czarno-białe numery) punkty pomiarowe, w których zlokalizowany był sprzęt Ebro, a kolorem szarymi punkty z pomiarów dokonywanych w lipcu.

W odległości około 100 m od ściany lasu, na terenie porośniętym koszoną trawą, znajdowała się stacja automatyczna Hobu będąca punktem bazowym lipcowych pomiarów (rys. 2).



Rys. 2. Stacja automatyczna Hobu – Teren otwarty



Rys. 3. Stanowisko 3. Las mieszany



Rys. 4. Stanowisko 4. Bór świeży



Rys. 5. Stanowisko 5 – Ols



Rys. 6. Stanowisko 6 – Bór mieszany

Wyniki pomiarów przeprowadzonych od 15 marca do końca czerwca i we wrześniu poddano analizie: obliczono średnią miesięczną temperaturę powietrza i średnią miesięczną wilgotność względną powietrza w każdym miesiącu w każdym punkcie pomiarowym. Obliczono również średnią temperaturę powietrza i średnią wilgotność względną powietrza w każdym punkcie pomiarowym w każdym terminie pomiarowym w każdym miesiącu. Średnie 20- minutowe opisywanych elementów przedstawiono na wykresach przebiegu dobowego temperatury i wilgotności względnej powietrza.

Spośród wszystkich dni, w których były prowadzone pomiary, wybrano 2 dni z okresu, gdy drzewa były w pełni ulistnione, aby ukazać zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w lesie i na pograniczu lasu i terenu otwartego w czasie dnia pogodnego (9 czerwca) i pochmurnego (9 maja). Za pomocą wykresów przedstawiono przebieg dobowy temperatury i wilgotności względnej powietrza w tych dniach w punktach pomiarowych.

Wyniki pomiarów z dni 1-3 lipca 2008 r. zostały przedstawione za pomocą wykresów prezentujących temperaturę i wilgotność względną powietrza w poszczególnych terminach pomiarów.

W dniach 1-3 lipca 2008 roku warunki pogodowe w Polsce kształtował rozbudowany nad nią wyż. Średnia dobowa temperatura powietrza w Białymstoku wynosiła od 16,1 do 18,0 °C. Najwyższa temperatura maksymalna (25,2 °C) wystąpiła 3 lipca, a najniższa minimalna (7,4 °C) 2 lipca. Średnia dobowa wilgotność względną miała wartość 61-63%. Opad wystąpił jedynie 1 lipca. Również tego dnia największa była średnia prędkość wiatru (3,1 m/s) (tab. 1).

Tabela 1. Wartości elementów meteorologicznych w Białymstoku w dniach 1-3 lipca 2008 r.

Dzień	Temperatura (oC)			Wilgotność (%)	Opad (mm)	Wiatr (m/s)
	maks.	min.	śr.	śr.	suma	śr.
1 VII 2008	21,7	8,6	16,1	63,0	0,5	3,1
2 VII 2008	23,7	7,4	16,4	61,0	0	1,4
3 VII.2008.	25,2	8,7	18,0	63,0	0	0,9

W miesiącu tym uzyskano pomiary z punktów pomiarowych zlokalizowanych w terenie otwartym (punkt 1) – jednak tylko do 12 czerwca, na granicach lasu i terenu otwartego (punkty 2 i 9), w lesie mieszanym świeżym (punkt 3), borze świeżym (punkt 4), olsie (punkt 5), borze mieszanym wilgotnym (punkt 6), lesie świeżym (punkt 7), lesie wilgotnym (punkt 8).

Najwyższa średnia miesięczna temperatura panowała w terenie otwartym (punkt 1) i wynosiła 17,3 °C. Punktem leśnym o najwyższej temperaturze powietrza był punkt 4 (bór świeży), w którym temperatura była niższa o 1,7 °C niż w terenie otwartym. Najniższa wartość średniej dobowej temperatury charakteryzowała las wilgotny (punkt 8) i była o 2,6 °C niższa niż w terenie otwartym (punkt 1). Punkty zlokalizowane na granicach lasu i terenu otwartego również należały do najchłodniejszych. W punkcie 2 temperatura była niższa o 2,1 °C niż w terenie otwartym, a w punkcie 9 – o 2,3 °C.

W nocy, do czasu wystąpienia minimum temperatury powietrza, najniższa temperatura panowała w terenie otwartym (punkt 1). Również na granicach lasu i terenu otwartego było chłodniej niż w lesie. Punktem o najwyższej temperaturze był punkt 8 (las wilgotny), a od 1:40 punkt 7 (las świeży). °C

Najmniejsza wartość temperatury minimalnej wystąpiła w terenie otwartym (punkt 1) i wynosiła 7,0 °C. Wyższa temperatura minimalna wystąpiła na granicach

lasu i terenu otwartego, gdzie była o 0,2 °C (punkt 2) i 0,9 °C (punkt 2) wyższa niż w terenie otwartym. W lesie wartości temperatury minimalnej były znacznie większe niż w terenie otwartym – w lesie świeżym aż o 3,5 °C, a w siedliskach wilgotnych (ols – punkt 5, bór wilgotny – punkt 6 i las wilgotny – punkt 8) o 2,0 °C. Najmniejsza wartość temperatury minimalnej w lesie wystąpiła w borze świeżym i była o 1,5 °C wyższa niż w terenie otwartym (punkt 1).

Minimum temperatury wystąpiło najwcześniej (o 1⁴⁰) w lesie świeżym (punkt 7), w pozostałych punktach między godziną 4:20 i 5:00. W terenie otwartym (punkt 1) oraz na granicach lasu i terenu otwartego minimum wystąpiło o tej samej porze (od 4:20 do 4:40). W lesie (poza punktem 7) minimum albo wystąpiło o tej samej porze co w terenie otwartym i utrzymywało się dłużej albo wystąpiło później (na przykład o 5:00 w lesie wilgotnym – punkt 8).

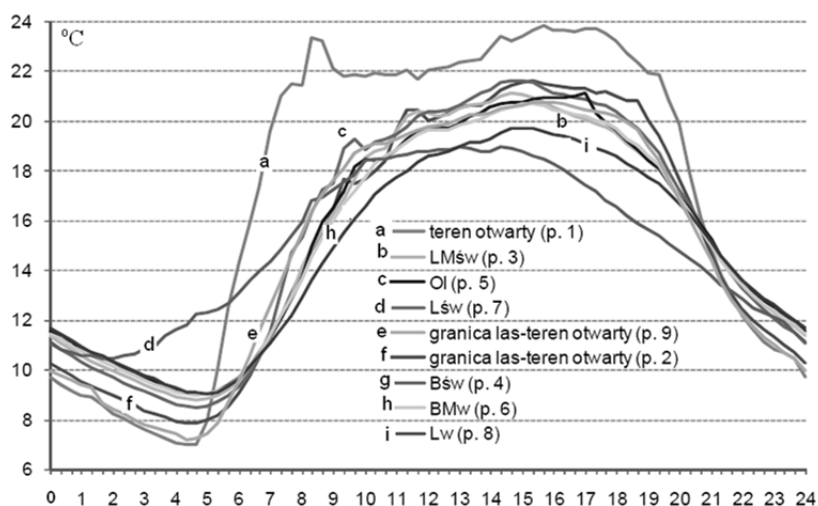
Rano następował szybki wzrost temperatury powietrza w terenie otwartym (punkt 1), w którym od godziny 5⁰⁰ do około 21⁰⁰ panowała najwyższa temperatura. W ciągu dnia najchłodniej było natomiast w lesie świeżym (punkt 7) lub lesie wilgotnym (punkt 8). W godzinach okołopołudniowych najcieplejszym siedliskiem leśnym był bór świeży (punkt 4), który o godzinie 14:00 był jedynie o 1,6 °C chłodniejszy niż teren otwarty (punkt 1).

Największa wartość temperatury maksymalnej wystąpiła w terenie otwartym (punkt 1) i wynosiła 23,9 °C. Na granicach lasu i terenu otwartego była ona niższa o 2,3 °C w punkcie 2 i 3,2 °C w punkcie 9. Siedliskiem leśnym o najwyższej temperaturze maksymalnej (21,6 °C) był bór świeży (punkt 4), a siedliskiem o najniższej temperaturze maksymalnej był las świeży (punkt 7), w którym była ona niższa o 4,9 °C niż w terenie otwartym (punkt 1). Również w punkcie 8 (las wilgotny) temperatura maksymalna była dużo niższa niż w terenie otwartym (o 4,2 °C). Ten fakt tłumaczyć może duże zwarcie koron w punkcie 7 oraz duża wilgotność siedliska w punkcie 8. Na pozostałych punktach pomiarowych w lesie temperatura maksymalna była od 2,3 °C do 3,2 °C niższa niż w terenie otwartym (punkt 1).

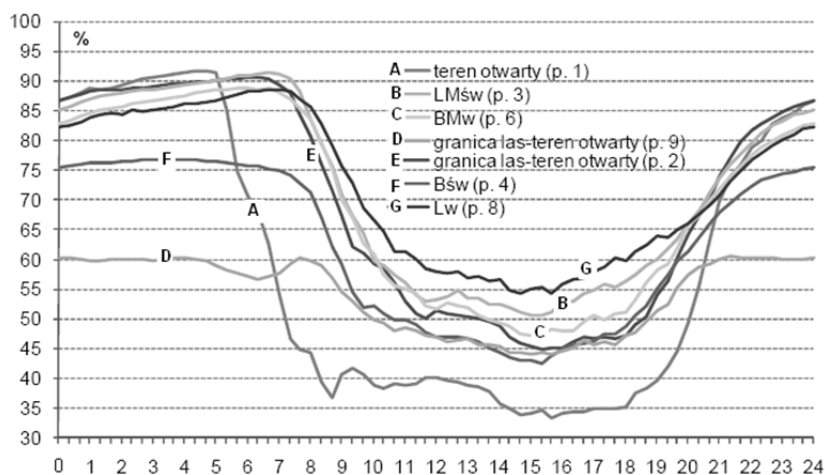
Temperatura maksymalna przypadła między godziną 13⁰⁰ i 17⁰⁰, a termin jej wystąpienia był bardziej zróżnicowany niż w poprzednich miesiącach. Najwcześniej (o 13⁰⁰) maksimum temperatury wystąpiło w lesie świeżym (punkt 7) i był to jedyny punkt, w którym maksymalna wartość temperatury wystąpiła dwukrotnie w ciągu doby – o 13⁰⁰ i o 14²⁰. Najpóźniej, dopiero o 17⁰⁰, maksimum temperatury powietrza wystąpiło w olsie (punkt 5). W większości punktów temperatura maksymalna utrzymywała się od 20 minut do godziny.

Po południu zaznaczał się spadek temperatury we wszystkich punktach pomiarowych. Po godzinie 21⁴⁰ najchłodniej było w terenie otwartym i na granicach lasu i terenu otwartego, najcieplej natomiast w lesie wilgotnym (punkt 8).

Największa amplituda dobową temperatury wystąpiła w terenie otwartym (punkt 1) i wynosiła 16,9 °C. Na obu granicach lasu i terenu otwartego amplituda była podobna, wynosiła 13,7 °C w punkcie 2 i 13,5 °C w punkcie 9. W lesie amplituda temperatury była mniejsza. Spośród siedlisk leśnych największą amplitudą charakteryzował się bór świeży (punkt 4) –13,1 °C, a najmniejszą (8,5 °C) – las świeży (punkt 7).



Rys. 7. Przebieg dobowy temperatury powietrza w czerwcu 2008 r. w Nadleśnictwie Browsk



Rys. 8. Przebieg dobowy wilgotności względnej powietrza w czerwcu 2008 r. w Nadleśnictwie Browsk

Najważniejsze wnioski

Celem pracy była analiza zróżnicowania warunków termicznych i wilgotnościowych na pograniczu lasu i terenu otwartego oraz wewnątrz lasów należących do Nadleśnictwa Browsk, znajdującego się w Puszczy Białowieskiej. Obszar badań charakteryzuje się dużą różnorodnością typów siedliskowych lasu, dlatego warunki termiczne i wilgotnościowe pogranicza lasu i terenu otwartego przedstawiono na tle warunków panujących w wybranych typach siedliskowych lasu oraz w terenie otwartym.

Pomiary temperatury i wilgotności względnej powietrza prowadzono w okresie marzec- czerwiec oraz we wrześniu 2008 r. za pomocą sprzętu elektronicznego Ebro oraz w dniach 1-3 lipca 2008 r. termohigrometrami elektronicznymi i z wykorzysta-

niem stacji automatycznej Hobo. Pomiaru były prowadzone w terenie otwartym, na dwóch granicach lasu i terenu otwartego (o różnej ekspozycji względem stron świata), w lesie mieszanym świeżym, borze świeżym, olsie, borze mieszanym wilgotnym, lesie świeżym oraz lesie wilgotnym.

Na podstawie przeprowadzonych badań i analizy ich wyników sformułowano odpowiednie wnioski.

Na warunki termiczne i wilgotnościowe oraz ich zróżnicowanie między pograniczem lasu i terenu otwartego a lasem i terenem otwartym wpływały: szata roślinna (skład gatunkowy, zwarcie koron drzew, wilgotność siedliska), ekspozycja ściany lasu, pora roku i faza fenologiczna zbiorowisk roślinnych, warunki pogodowe i pora dnia.

Na temperaturę i wilgotność względną powietrza bardzo rzutował rodzaj szaty roślinnej, w tym zwłaszcza zwarcie koron drzew. Duże zwarcie koron wpływało na zmniejszenie amplitudy dobowej temperatury powietrza przez ograniczenie dopływu promieniowania słonecznego i wypromieniowania ciepła.

W maju, czerwcu i wrześniu, gdy drzewa były już ulistnione, największa amplituda dobowej temperatury występowała w terenie otwartym, nieosłoniętym zwartą roślinnością – dochodziła ona do 16,9 °C. Na pograniczu lasu i terenu otwartego, częściowo osłoniętym przed bezpośrednim oddziaływaniem słońca przez ścianę lasu, amplituda była mniejsza i wynosiła do 13,7 °C na granicy o ekspozycji zachodniej i do 13,5 °C na granicy o ekspozycji południowo-wschodniej. Najmniejsza amplituda występowała w lesie. Tam również była zróżnicowana: największa (w czerwcu i wrześniu) była w borze świeżym o małym zwarcie koron, gdzie dochodziła do 13,1 °C, a najmniejsza w lesie świeżym i w lesie wilgotnym o dużym zwarcie koron drzew, gdzie wynosiła od 5,2 °C do 10,7 °C.

Prawie zawsze średnia wilgotność powietrza była największa w jednym z punktów zlokalizowanych w lesie. Najczęściej był to las mieszany świeży i las wilgotny – siedliska o bogatej szacie roślinnej (która intensywnie transpiruje) i dużym zwarcie okapu drzew (utrudniającym dopływ powietrza o mniejszej wilgotności z lasu). W czerwcu średnia wilgotność była w nich do 10% większa niż w innych siedliskach leśnych, o 14% większa niż w terenie otwartym, o 3% większa niż na zachodniej granicy lasu i terenu otwartego i aż o 18% większa niż na granicy o ekspozycji południowo-wschodniej.

W związku z obecnością bogatej szaty roślinnej w lesie oraz dużego zwarcia koron największa średnia amplituda dobowej wilgotności występowała (poza kwietniem) w terenie otwartym i wynosiła do 59% (w czerwcu). W lesie była mniejsza, a największa jej wartość (46%) wystąpiła w borze mieszanym wilgotnym (w czerwcu). Na wilgotność powietrza w lesie wpływał także skład gatunkowy roślinności. Bór świeży (o roślinności iglastej) miał mniejszą niż inne siedliska leśne wilgotność względną powietrza (nawet o ponad 10%).

Stopień uwilgocenia siedliska wpływał w znaczny sposób na temperaturę powietrza w nim panującą. Przejawiało się to w małej amplitudzie dobowej temperatury (do 6,2 °C mniejszej niż w terenie otwartym) w lesie wilgotnym – siedlisku o bardzo dużej wilgotności.

Na specyficzne warunki termiczne i wilgotnościowe pogranicza lasu i terenu otwartego wpływała ekspozycja ściany lasu, przy której zlokalizowane były punkty pomiarowe.

W punkcie na granicy o ekspozycji południowo-wschodniej w marcu i kwietniu maksimum dobowej temperatury występowało najwcześniej. W marcu występowało o godzinę wcześniej, a w kwietniu aż o trzy godziny wcześniej niż w punkcie na

granicy o ekspozycji zachodniej. Najmniejsza na terenie badań średnia miesięczna wilgotność względna (do 17% mniejsza niż w terenie otwartym) oraz najmniejsza amplituda dobową wilgotności (we wrześniu tylko 4%) występowała również na południowo-wschodniej granicy lasu i terenu otwartego.

Kolejną charakterystyczną cechą pogranicza lasu i terenu otwartego było to, że granice w nocy zazwyczaj wychładzały się bardziej niż teren otwarty. W okresie marzec-maj i we wrześniu najniższa minimalna temperatura dobową powietrza występowała na granicach lasu i terenu otwartego i była na granicy o ekspozycji zachodniej od 0,3 do 1,3 °C, a na granicy o ekspozycji południowo-wschodniej od 0,2 do 1,3 °C niższa niż w terenie otwartym.

Różnica temperatury między terenem otwartym i punktami zlokalizowanymi na granicach lasu i terenu otwartego oraz w lesie była różna w zależności od stopnia rozwoju roślinności.

W marcu, po ustąpieniu pokrywy śnieżnej ale przed początkiem wiosennego rozwoju roślinności, różnica średniej miesięcznej temperatury na obszarze badań wynosiła zaledwie 0,3 °C, najniższa średnia temperatura panowała wtedy na zachodniej granicy lasu i terenu otwartego. W kwietniu, gdy zaczęły pojawiać się liście ograniczające dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego do wnętrza lasu, różnica wynosiła już 0,8 °C. W tym miesiącu najniższą temperaturą charakteryzował się punkt na zachodniej granicy lasu i terenu otwartego. W maju omawiana różnica wynosiła 1,0 °C, a w czerwcu – przy w pełni rozwiniętej roślinności – 2,6 °C. We wrześniu zróżnicowanie średniej temperatury na terenie badań było znowu mniejsze i wynosiło 1,6 °C. W czasie tych miesięcy punkty zlokalizowane na granicy lasu i terenu otwartego charakteryzowały się temperaturą zbliżoną do panującej w lesie i do 2,3 °C niższą niż w terenie otwartym.

Również na wilgotność względną powietrza wpływały pora roku i faza fenologiczna roślinności. W marcu panowała największa średnia miesięczna wilgotność względna (do 85% na granicy lasu i terenu otwartego oraz w lesie mieszanym świeżym) i najmniejsza średnia amplituda dobową wilgotności. Następnie do czerwca średnia miesięczna wilgotność była coraz mniejsza (w czerwcu na południowo-wschodniej granicy lasu i terenu otwartego osiągnęła średnio zaledwie 54%), a średnia amplituda rosła i w czerwcu osiągnęła 59% w terenie otwartym i do 42% w lesie.

Warunki termiczne i wilgotnościowe oraz ich zróżnicowanie między lasem, jego granicami i terenem otwartym zależą w dużym stopniu od warunków pogodowych.

W czasie pogody pochmurnej (19 maja 2008 r.) na obszarze badań niewielkie były różnice średniej dobowej temperatury powietrza – różnica między siedliskami o najwyższej i najniższej temperaturze wynosiła zaledwie 0,3 °C. Zróżnicowanie średniej wilgotności względnej (poza punktami w borze świeżym i na południowo-wschodniej granicy lasu) było niewielkie i wynosiło do 3%.

W czasie pogody słonecznej (9 czerwca 2008 r.) zróżnicowanie średniej temperatury powietrza na terenie badań było większe i wynosiło 1,8 °C. Również amplituda dobową temperatury była większa w czasie dnia pogodnego, większe było również jej zróżnicowanie między punktami pomiarowymi. Największa (18,2 °C) wystąpiła w terenie otwartym, mniejsza (18,0 i 17,2 °C) na granicach lasu i terenu otwartego, a najmniejsza w lesie, w którym wahała się od 16,6 °C w borze świeżym do 14,4 °C w lesie wilgotnym. Największą średnią wilgotnością względną charakteryzował się las mieszanym świeży, w którym była ona o 9% większa niż w terenie otwartym, a najmniejszą – granica lasu i terenu otwartego (7% mniejszą niż w terenie otwartym). Również amplituda dobową wilgotności powietrza była większa w czasie dnia słonecz-

nego. Największa była w terenie otwartym (68%), a najmniejsza – na granicy lasu i terenu otwartego (37%). W lesie amplituda była mniejsza niż w terenie otwartym i wynosiła od 51% w borze świeżym do 61% w borze mieszanym wilgotnym.

Warunki pogodowe determinowały również przebieg dobowy temperatury powietrza. 19 maja, przy pogodzie pochmurnej, przebieg dobowy był zależny od przejścia frontu chłodnego, co spowodowało wystąpienie maksimum temperatury we wszystkich punktach na początku doby, w nocy. 9 czerwca, przy pogodzie słonecznej kształtowanej przez wyż, wystąpił przebieg dobowy z minimum nad ranem i maksimum w godzinach około południa i po południu. Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych zależało również od pory dnia. W dniach 1-3 lipca 2008 r. w czasie serii porannych najwyższa temperatura powietrza panowała w terenie otwartym ale jej szybki wzrost (średnio o 9,5 °C) następował na granicy lasu i terenu otwartego i po 7⁴⁵ to tam było najcieplej.

Najmniejsza wilgotność w ciągu całej serii (mniejsza niż w terenie otwartym średnio do 11%) również panowała na granicy lasu i terenu otwartego. Granica lasu i terenu otwartego charakteryzowała się w czasie serii południowych najwyższą i najbardziej zmienną temperaturą. Było tam średnio do 7,1 °C cieplej niż w terenie otwartym. Największa wilgotność występowała w lesie wilgotnym, a najmniejsza na granicy lasu i terenu otwartego (średnio do 10% mniejsza niż w terenie otwartym), również tam stwierdzono największe wahania wilgotności. W czasie serii wieczornej najszybszy i największy spadek temperatury charakteryzował granicę lasu i terenu otwartego, na której po 18:15 panowała najniższa temperatura na terenie badań – była średnio o 2,3-5,9 °C niższa niż w terenie otwartym. We wszystkich siedliskach nastąpił wzrost wilgotności, największy był on na granicy lasu i terenu otwartego (średnio o 23% między 1800 i 19³⁰) i tam panowała również największa wilgotność, dochodząca średnio do 83%.

Na szybkie i bardzo duże zmiany temperatury i wilgotności względnej powietrza na południowo-wschodniej granicy lasu wpływały w największym stopniu zmiany oświetlenia punktu pomiarowego przez Słońce.

W niniejszej pracy wykazano znaczne zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych między pograniczem lasu i terenu otwartego a lasem oraz terenem otwartym. W przyszłości korzystne byłoby rozszerzenie badań na pogranicza lasu i terenu otwartego o różnej ekspozycji względem stron świata, a także przeprowadzenie pomiarów w ciągu punktów pomiarowych zlokalizowanych w terenie otwartym w różnej odległości od ściany lasu, na granicy lasu i terenu otwartego oraz w lesie w różnej odległości od granicy, aby dokładnie scharakteryzować strefę przejściową między lasem i terenem otwartym. Należałoby również rozszerzyć badania warunków klimatycznych granicy lasu i terenu otwartego o pomiary i analizę warunków wiatrowych, a także opadów deszczu i śniegu.

W dzień wartości temperatury maksymalnej były zazwyczaj niższe niż w terenie otwartym od 0,3 do 2,3 °C na granicy o ekspozycji zachodniej i od 0,3 do 3,2 °C na granicy o ekspozycji południowo-wschodniej – były one zbliżone lub nieznacznie wyższe niż w lesie.

Na warunki termiczne w rozpatrywanym terenie w znacznym stopniu wpływały pora roku i faza fenologiczna zbiorowisk roślinnych.

We wszystkich miesiącach, w których przeprowadzone były pomiary sprzętem Ebro najcieplej było – na podstawie wartości średnich – w terenie otwartym.

6.4.2. Klimat lokalny Ciechanowca

Autor: Barbara OLSZEWSKA

Opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA

Cel pracy

Celem niniejszej pracy jest zbadanie zróżnicowania czasowego i przestrzennego klimatu lokalnego Ciechanowca i jego najbliższych okolic oraz określenie, jaką rolę w kształtowaniu tego zróżnicowania odgrywają rzeźba terenu, szata roślinna, rzeka wraz ze zbiornikiem wodnym oraz zabudowa miejska. Aby zrealizować założony cel, w latach 2007 i 2008 wykonano w Ciechanowcu badania terenowe. Złożyły się na nie badania marszrutowe i stacjonarne przeprowadzone w różnych porach roku i dnia. Zbadano zróżnicowanie warunków termicznych, wilgotnościowych i wiatrowych w poszczególnych punktach pomiarowych.

Materiały wykorzystane w pracy i metody ich opracowania

Metody badań

Podstawę wykonania niniejszej pracy stanowią badania terenowe przeprowadzone w Ciechanowcu i jego okolicy. Do badań terenowych w Ciechanowcu i okolicy wykorzystano dwie metody: pomiary marszrutowe i stacjonarne. Na przełomie 2007 i 2008 roku odbyło się 6 dni marszrutowych:

Data	Godz		
28.12.2007	8 ⁰⁰	14 ⁰⁰	
25.03.2008	7 ³⁵	12 ³⁰	
31.05.2008	7 ²⁵	12 ⁰⁰	19 ⁰⁰
01.07.2008	6 ⁰⁰	12 ⁰⁰	19 ⁰⁰
02.07.2008	6 ⁰⁰	12 ⁰⁰	19 ⁰⁰
03.07.2008	6 ⁰⁰	12 ⁰⁰	19 ⁰⁰

Pomiarów dokonywano w jedenastu punktach. Podczas każdej z marszrut były prowadzone pomiary temperatury powietrza i wilgotności względnej powietrza na wysokości 0,25 i 1,5 m n.p.g oraz prędkość i kierunek wiatru na wysokości 1,5 m n.p.g. Pomiarów dokonywano sprzętem elektronicznym: termohigrometrem i termoanemometrem. Określono również zachmurzenie i rodzaj chmur oraz stan słońca. Dnia 28 grudnia 2007 r. nie zanotowano wartości wilgotności względnej powietrza z powodu błędnych wskazań urządzenia. Pozostałe dane marszrutowe są kompletne.

W dniach 01-04.07.2008 r. w punkcie bazowym (reprezentującym teren otwarty położony poza zabudową miejską i doliną rzeczna), rejestracji temperatury powietrza, wilgotności względnej powietrza, usłonecznienia i prędkości wiatru dokonywała przenośna stacja synoptyczna. Pomiary rejestrowane były w 10-minutowych odstępach.

W dniach 05.07.2008-19.09.2008 r. w pięciu punktach (cztery punkty na terenie

miasta i jeden bazowy poza miastem) pomiaru temperatury powietrza i wilgotności względnej powietrza co 20 minut dokonywały automatyczne czujniki EBI.

Opracowanie materiałów uzyskanych w czasie badań terenowych rozpoczęto od tabelarycznego zestawienia wyników. Następnie przedstawiono je na wykresach, mapach i rysunkach. Uporządkowany w ten sposób materiał posłużył do scharakteryzowania zmian czasowych i przestrzennych klimatu Ciechanowca.



Rys. 1. Położenie Ciechanowca

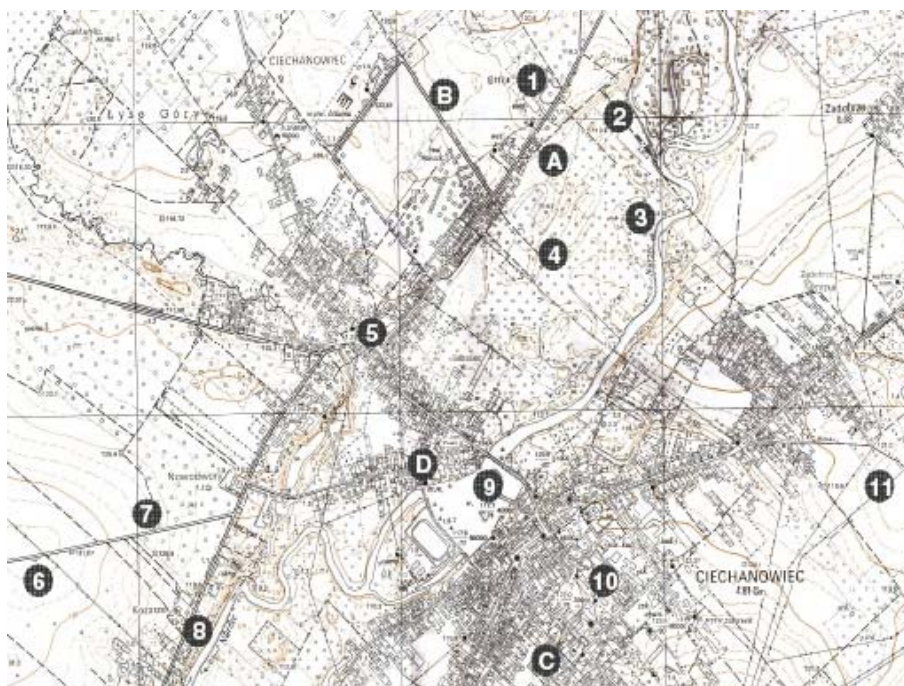
Punkty pomiarowe

Badania terenowe w Ciechanowcu i jego okolicy przeprowadzone zostały w 16 punktach pomiarowych: 11 punktach marszrutowych i 5 punktach stacjonarnych. Poszczególne punkty pomiarowe wybrano tak, aby wyniki obserwacji pozwoliły ocenić różnicowanie warunków topoklimatycznych badanego obszaru.

Punkty marszrutowe

Punkt 1 – Bór świeży. Znajduje się na północnym skraju Ciechanowca, na wysokości 118,3 m n.p.m. w borze świeżym, gdzie główny drzewostan stanowi sosna, w podszycie występuje jałowiec i jarzębina, a runo złożone jest z mchów, wrzosów i borówek. Punkt zlokalizowany jest ok. 20 metrów na południowy-zachód od drogi żwirowej biegnącej przez las oraz 30 metrów na północny-zachód od drogi asfaltowej prowadzącej do centrum miasta.

Punkt 2 – Starorzecze. Znajduje się na tarasie zalewowym rzeki Nurzec (113,5 m n.p.m.), na podłożu trawiastym. Położony jest w pobliżu jednego z licznych na tym obszarze starorzeczy - od zbiornika wodnego dzieli go tylko pas zadrzewień (ok. 10 metrów na wschód). Miejsce pomiaru otaczają pola uprawne, a od północy ograniczone jest stokiem doliny rzecznej o dużym nachyleniu (45°) porośniętym borem świeżym



Rys. 2. Punkty pomiarowe (1-11 marszrutowe, A-D stacjonarne)

- Punkt 3– Rzeka. Znajduje się w dolinie Nurca (113,4 m n.p.m.), bezpośrednio przy korycie rzeki, na zachodnim brzegu - przy jednym z wielu jej zakoli - na łące świeżej. Teren jest otwarty, w pobliżu nie ma drzew (występują tylko nieliczne krzewy).
- Punkt 4 – taras zalewowy. Położony jest na tarasie zalewowym Nurca na wysokości 113,5 m n.p.m., ok. 500 m na zachód od koryta rzeki. Punkt zlokalizowany jest przy dawnym, obecnie zarastającym starorzeczu. Miejsce pomiaru znajduje się na łące świeżej, w pobliżu roślinności szuwarowej.
- Punkt 5 – dworzec PKS. Znajduje się na terenie prawobrzeżnego Ciechanowca, na wysokości 116 m n.p.m. Umiejscowiony jest na trawiastym placu w pobliżu dworca PKS. Od północy plac otoczony jest zwartą zabudową (domy jednorodzinne), a od południa skrzyżowaniem ulic. W punkcie tym były prowadzone pomiary tylko podczas marszrut lipcowych.
- Punkt 6 – wzniesienie. Położony jest na południowy zachód od Ciechanowca - poza jego granicami, na wysokości 131,6 m n.p.m. (najwyższy punkt w okolicach Ciechanowca). Stanowisko pomiarowe usytuowane jest w terenie otwartym na łące świeżej, 5 metrów na południe od żwirowej drogi prowadzącej do miejskiego wysypiska śmieci
- Punkt 7 – las świeży Oddalony jest o 700 metrów na wschód od punktu szóstego. Położony jest na wysokości 125 m n.p.m. w lesie świeżym, gdzie drzewostan stanowią dęby, brzozy, topole, w podszycie występuje jarzębina i leszczyna, a runo składa się z poziomek, zawilców i szczawika zajęczego. W punkcie tym były prowadzone pomiary tylko podczas marszrut lipcowych.
- Punkt 8 – skarpa. Znajduje się we wsi Kozarze (położonej na południowy zachód od Ciechanowca) na skarpie opadającej stromo ku korytu Nurca. Punkt położony jest na

wysokości 115 m n.p.m., na łące świeżej. Od rzeki (na wschodzie) dzieli go odległość 50 metrów i spadek 30°. Od północy łąka ograniczona jest zabudową wiejską, od południa borem suchym, a od zachodu biegnąca przez wieś droga asfaltowa.

Punkt 9 – Wyspa. Znajduje się na wyspie położonej na środku zbiornika wodnego w Ciechanowcu (wysokość 117,7 m n.p.m.). Południowy brzeg wyspy stanowi plaża miejska, dalej na północ wyspa porośnięta jest roślinnością trawiastą (tutaj zlokalizowany jest punkt 9). Na brzegach wyspy rosną topole

Punkt 10 – Osiedle. Położony jest w "centrum" Ciechanowca, w terenie zabudowanym, na obszarze osiedla dwu- i trzypiętrowych bloków. Miejsce pomiarów położone jest na wysokości 122 m n.p.m., w pobliżu osiedlowego placu zabaw, na roślinności trawiastej. Z trzech stron w odległości ok. 10-50 metrów punkt otoczony jest blokami. Od południowego zachodu osiedle zamyka park

Punkt 11 – Łąka. Znajduje się na wschód od Ciechanowca, na wysokości 122,3 m n.p.m., w terenie otwartym, na łące świeżej. 50 metrów na północny-wschód od stanowiska pomiarowego znajduje się żwirowa droga



Rys. 3. Punkt 1 - Bór świeży (fot. B. Olszewska)



Rys. 4. Punkt 2 - Starorzecze (fot. B. Olszewska)



Rys. 5. Punkt 3 – Rzeka (fot. B. Olszewska)



Rys. 6. Punkt 4 - Taras zalewowy (fot. B. Olszewska)



Rys. 7. Punkt 7 - Las świeży (fot. www.ciechanowiec.pl)



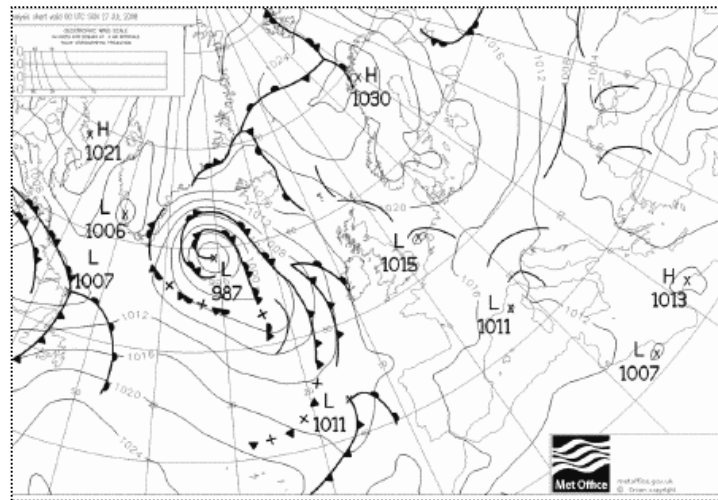
Rys. 8. Punkt 8 - Skarpa (fot. B. Olszewska)

Punkty stacjonarne (czujniki EBI)

- Punkt A znajduje się na obszarze tarasu zalewowego, na wysokości 115 m n.p.m., poza zwartą zabudową miejską, na łące świeżej. Punkt położony jest 650 metrów na zachód od koryta rzeki.
- Punkt B usytuowany jest poza doliną rzeki Nurzec i poza zwartą zabudową miejską. Punkt pomiarowy znajduje się na wysokości 120 m n.p.m. na roślinności trawiastej, 10 metrów na północny-wschód od polnej drogi.
- Punkt C znajduje się w południowej części miasta, w terenie zabudowanym (domy jednorodzinne), na wysokości 120 m n.p.m., poza doliną Nurca. Punkt zlokalizowany jest w przydomowym sadzie.
- Punkt D położony jest w terenie ze zwartą miejską zabudową (domy jednorodzinne), 60 metrów na północny-zachód zbiornika wodnego na rzece Nurzec. Punkt zlokalizowany jest na podwórku jednej z posesji, na roślinności trawiastej. W punkcie tym przeprowadzono również pomiary marszrutowe w grudniu 2007 r., marcu i maju 2008 r.
- **Baza.** Punkt bazowy znajduje się 6 km na południowy wschód od Ciechanowca. Położony jest w sadzie opuszczonego gospodarstwa wiejskiego. Punkt otaczają pola

W pracy scharakteryzowano pogodę nad Europą i Polską we wszystkich dniach marszrutowych i w trzech wybranych dniach z pogodą insolacyjną, w których rejestracji dokonywały czujniki EBI. Dane uzyskane podczas tych dni postują, w dalszej części pracy, do scharakteryzowania klimatu lokalnego Ciechanowca

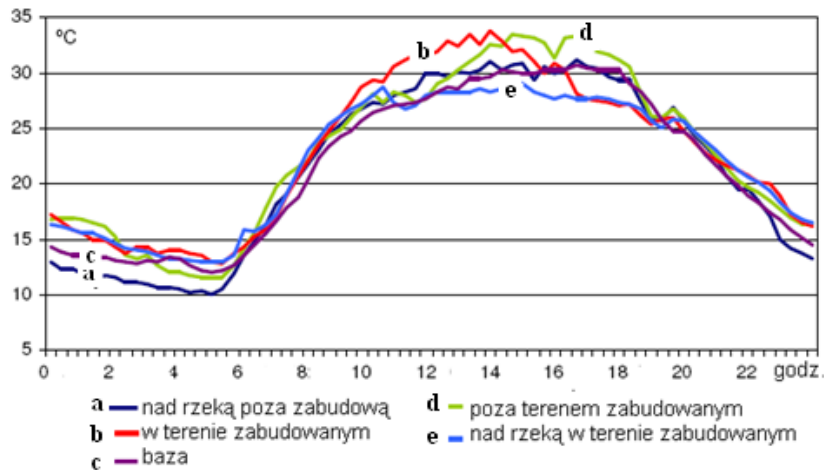
Szczegółowy przebieg dobowy przedstawiono na przykładzie 27 lipca. Dzień ten został wybrany jako reprezentatywny dla całego miesiąca, gdyż, jako jeden z niewielu, charakteryzował się pogodą insolacyjną.



Rys. 9 Sytuacja synoptyczna nad Europą w dniu 27. 07.2008 r.
(źródło:www.w. etterzentrale.de/topkarten)

Skończyło się bezpośrednie oddziaływanie na Polskę niżu czarnomorskiego, jego centrum przemieściło się nad Morze Azorskie i Krym. W kraju panował wyż skandynawski. Nie wystąpiły opady deszczu, a operacja słoneczna była prawdziwie letnia – maksymalna temperatura osiągnęła 30°C.

27 lipca średnia temperatura powietrza wynosiła 22,3°C. W nocy temperatura powietrza kształtowała się na poziomie 13-16°C. Najniższą temperaturę powietrza zanotowano o godzinie 5⁰⁰. W punkcie położonym w dolinie Nurca wynosiła ona zaledwie 10,1°C. Od godziny 5:00 temperatura powietrza bardzo szybko podnosiła się. Już o godzinie 9:00 przekroczyła 25°C. Najwyższa temperatura w ciągu dnia występowała w godzinach 11⁰⁰-18⁰⁰ i w najcieplejszym miejscu wynosiła 33,5°C (o godzinie 13:00 w terenie zabudowanym). Od godziny 18⁰⁰ następował szybki spadek temperatury. Amplituda temperatury powietrza wynosiła 20°C



Rys. 10. Przebieg dobowy temperatury powietrza 27 lipca 2008

W lipcu średnia różnica minimalnej temperatury powietrza między punktem w dolinie rzeki poza zabudową miejską (punkt A) a pozostałymi punktami wynosiła od 1,1°C (między punktem B – poza zabudową miejską i doliną) do 2,5°C (między punktem D – w dolinie w terenie zabudowanym). Najmniejszą różnicę minimalnej temperatury powietrza zanotowano 5 i 15 lipca. Wynosiła ona 0,1°C i była to różnica między doliną Nurca a terenem otwartym (punkt B). Największa różnica wynosiła 3,8°C i wystąpiła między tymi samymi punktami 26 lipca.

Tabela 1. Minimalna, maksymalna i średnia dobowa temperatura powietrza nad rzeką, poza terenem zabudowanym (A), poza terenem zabudowanym (B), w terenie zabudowanym (C), nad rzeką, w terenie zabudowanym (D) i w bazie w dniach 5-31 lipca 2008 r. (°C)

	Minimum dobowe					Maksimum dobowe					Średnia dobowa				
	A	B	C	D	Baza	A	B	C	D	Baza	A	B	C	D	Baza
VII	6,4	7,5	8,2	8,9	7,1	32,6	35,3	35,2	30,5	31,4	19,2	19,4	19,7	19,0	18,6
5	13,0	13,1	13,5	13,3	12,6	31,9	35,3	35,2	20,6	21,3	21,2	21,1	21,4	15,9	15,5
6	12,4	11,9	12,0	12,2	11,6	28,1	29,1	30,1	25,9	28,2	19,5	19,4	20,4	19,2	19,0
7	11,9	12,7	14,1	13,8	12,9	27,4	29,9	28,8	26,3	27,5	19,4	19,9	20,1	19,7	19,6
8	12,7	13,5	14,5	15,1	13,0	26,5	26,9	28,0	24,7	26,5	19,7	19,5	20,0	19,5	19,3
9	9,2	9,7	11,2	11,4	9,8	23,6	22,8	26,3	22,8	23,3	16,0	15,6	16,4	16,4	15,5
10	6,6	8,0	8,2	8,9	7,1	23,2	24,9	27,2	22,3	24,2	15,4	15,7	16,4	15,8	15,0
11	6,4	7,5	8,2	9,4	7,6	28,0	30,5	30,3	26,6	28,0	19,3	19,9	20,2	20,0	19,2
12	16,0	17,3	17,3	18,0	17,2	32,6	33,1	33,6	30,5	31,4	23,3	23,2	23,7	23,2	22,7
13	16,9	17,0	17,2	17,3	16,6	30,1	30,3	29,8	26,6	28,4	22,0	22,0	22,0	21,5	21,4
14	12,7	13,2	13,7	14,3	12,9	21,0	20,3	21,5	20,7	20,5	17,3	16,9	17,3	17,2	16,8
15	11,4	11,5	12,3	12,7	11,6	24,9	26,7	26,3	22,6	24,1	17,8	17,8	18,0	17,6	17,2
16	13,4	13,1	14,1	14,1	12,3	23,1	23,3	26,1	22,9	23,5	18,6	18,3	19,0	18,5	18,0
17	11,0	11,2	12,2	12,9	11,2	25,1	24,7	26,3	22,1	23,0	18,2	18,2	18,7	18,3	17,7
18	10,4	10,8	11,5	12,3	10,6	22,7	23,2	23,7	21,3	21,3	16,1	16,5	16,5	16,3	15,7
19	7,2	7,9	9,0	9,7	8,4	27,4	29,8	30,0	24,7	26,1	16,8	17,1	18,2	17,4	16,7
20	8,6	9,4	11,1	11,2	10,4	25,4	25,7	27,3	23,5	25,7	17,0	17,1	17,7	17,2	17,2
21	9,4	10,3	11,2	11,7	10,3	18,3	17,7	18,6	17,3	17,7	14,3	14,3	14,7	14,6	14,2
22	9,7	9,6	9,7	10,3	9,1	26,3	27,1	28,0	22,2	24,6	17,3	17,1	17,8	16,8	16,6
23	12,6	13,1	13,0	13,1	12,1	23,7	24,0	25,1	23,9	23,9	17,9	17,9	18,1	17,9	17,5
24	16,9	16,5	16,5	16,7	16,5	29,7	30,7	31,6	28,3	29,4	22,7	22,5	22,7	22,0	22,2
25	18,5	18,2	18,4	18,5	18,3	31,4	32,4	33,7	30,0	31,3	24,8	24,9	25,0	24,4	24,3
26	12,9	16,7	16,2	16,6	14,9	30,1	31,8	31,8	28,2	29,6	22,8	23,6	23,6	22,8	22,7
27	10,1	11,6	12,8	12,9	12,0	31,1	33,4	33,7	29,1	30,7	21,5	22,9	22,9	22,0	21,6
28	11,2	12,7	13,1	13,9	12,3	30,0	31,8	30,1	27,6	29,4	21,0	22,2	21,5	21,3	20,8
29	8,9	9,2	10,8	11,2	9,3	29,4	30,6	30,5	26,7	27,7	19,0	19,6	19,9	19,4	18,7
30	9,0	9,4	11,2	11,3	9,7	29,7	32,0	31,2	26,4	27,4	18,5	19,1	19,7	18,8	18,3
31	7,1	7,5	8,9	9,5	7,7	32,5	34,2	33,2	28,3	30,4	19,2	19,9	20,2	19,6	19,4

Wpływ miasta na klimat potwierdza również występowanie maksymalnej dobowej temperatury powietrza w lipcu, sierpniu i wrześniu (tab.17, 18,19). W lipcu w terenie zabudowanym w ciągu 66,7% dni wystąpiła najwyższa maksymalna temperatura

ratura powietrza. Najmniejsze różnice maksymalnej temperatury powietrza notowano między terenem zabudowanym (C) a terenem otwartym (B). Największą różnicę maksymalnej temperatury powietrza zanotowano 19 lipca (5,3°C) między terenem zabudowanym a terenem zabudowanym znajdującym się nad rzeką.

Średnia temperatura powietrza na obszarze badań w lipcu 2008 r. (od 5 do 31 lipca) wynosiła 19,3°C i była wyższa od średnich wartości temperatury w Białymstoku i Siedlcach (miejscowości położonych najbliżej Ciechanowca, w których prowadzone były obserwacje synoptyczne). Maksymalną temperaturę powietrza (35,3°C) zanotowano 5 lipca o godzinie 11:40 w punkcie poza terenem zabudowanym i doliną rzeczną, a minimalną (6,4°C) 11 lipca o godzinie 4:40 w punkcie nad rzeką poza terenem zabudowanym. Średnia wilgotność względna powietrza wynosiła 70% i była niższa niż wilgotność względna w Białymstoku i Siedlcach

Natomiast w latach 1986-2007 w Białymstoku średnia roczna temperatura wynosiła 7,3°C, a w Siedlcach 7,9°C.

Tabela 1. Średnia miesięczna i roczna temperatura powietrza w latach 1986-2007 (°C)

	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	
Białystok	-2,7	-2,1	1,3	7,5	13,0	15,9	18,1	16,9	12,1	7,4	2,0	-1,7	7,3
Siedlce	-2,1	-1,4	1,9	8,0	13,5	16,3	18,6	17,6	12,8	8,0	2,6	-1,2	7,9

Tabela 2. Średnia, maksymalna i minimalna temperatura powietrza oraz średnia wilgotność względna powietrza w Białymstoku, Siedlcach i Ciechanowcu w lipcu 2008 r.

	T (°C)	T_{\max} (°C)	T_{\min} (°C)	F (%)
Białystok	17,5	28,8 (12.07)	7,4 (02.07)	74,5
Siedlce	18,1	30,1 (12.07)	8,0 (02.07)	73,2
Ciechanowiec	19,3	35,3 (05.07)	6,4 (11.07)	70,0

Mapa topoklimatyczna Ciechanowca

Na podstawie przeprowadzonych badań terenowych powstała syntetyczna mapa topoklimatów Ciechanowca. Przedstawiono podział terenu na jednostki klimatyczne o charakterze typologicznym, stosując metodę Paszyńskiego (1999), w której zakłada się, że główną przyczyną zróżnicowania lokalnego warunków klimatycznych są względne różnice przestrzenne składowych bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Bilans energii powierzchni czynnej można opisać wzorem

$$Q + H + E + G + A = 0$$

gdzie: Q – saldo promieniowania, H – turbulencyjnym strumień ciepła jawnego, E – turbulencyjnym strumień ciepła utajonego, G – strumień ciepła w podłożu, A – strumień ciepła sztucznego.

Bilans promieniowania krótkofalowego ma postać $K = K_{\downarrow} - K_{\uparrow}$, gdzie K jest to promieniowanie krótkofalowe pochłonięte, K_{\downarrow} to promieniowanie całkowite, a K_{\uparrow} to promieniowanie odbite.

Jak już wspomniano, istnieje zasadnicza różnica między przebiegiem procesu wymiany energii w ciągu dnia i w ciągu nocy. Należy założyć, że każdy strumień ciepła skierowany do powierzchni granicznej – czy od góry, czy też od dołu – uważa się za dodatni. Natomiast każdy strumień energii skierowany od powierzchni do atmosfery czy też do podłoża – za ujemny. Przy pogodzie radiacyjnej

występują najczęściej następujące główne typy struktury bilansu cieplnego, wyróżnione ze względu na kierunek danego strumienia:

- w porze dziennej: $Q > 0$, $G < 0$, $H < 0$ (lub wyjątkowo $P > 0$), $E < 0$,
- w porze nocnej: $Q < 0$, $G > 0$, $H > 0$, $E > 0$ (lub $E < 0$).

Wydzielono obszary w przybliżeniu jednolite klimatycznie (to znaczy mające podobne cechy w odniesieniu do struktury bilansu energii) osobno dla dnia i nocy.

Podstawowe znaczenie w kształtowaniu się lokalnych stosunków klimatycznych w ciągu dnia ma ilość promieniowania słonecznego, dochodzącego do powierzchni czynnej i przez tę powierzchnię pochłoniętego, dlatego należy wydzielić przede wszystkim tereny o stosunkowo dużych, stosunkowo małych oraz przeciętnych wartościach strumienia K , będącego w tej porze doby głównym członem strony przychodowej bilansu promieniowania. W tym celu należy wziąć pod uwagę odchylenia strumienia K od wartości standardowych dla badanego obszaru. Odchylenia te są spowodowane ukształtowaniem terenu (jego ekspozycją i nachyleniem) bądź dużą lub małą zdolnością pochłaniania promieniowania słonecznego (albedo). Powstaje w ten sposób podział na trzy typy, różniące się między sobą względnymi wartościami (odchyleniami) strumienia K , a mianowicie $K > K_{st}$, $K \approx K_{st}$ oraz $K < K_{st}$, gdzie K_{st} oznacza strumień pochłoniętego promieniowania słonecznego na terenie „standardowym”.

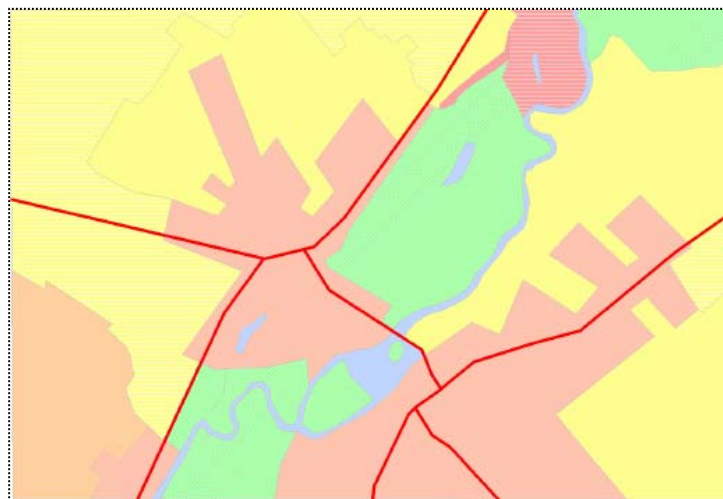
Dalszy podział na podtypy wymiany energii w porze dziennej powstaje na podstawie wzajemnego stosunku strumieni P (turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego) i E (turbulencyjnego strumienia ciepła utajonego). W ten sposób powstają dwa podtypy: podtyp z $H > E$ i podtyp z $H < E$. Zdarzyć się może, że spośród składników bilansu cieplnego w porze dziennej na plan pierwszy wysuwa się strumień G (w przypadku gładkiego podłoża pozbawionego szaty roślinnej bądź obszaru podmokłego). Tereny, gdzie występuje tego rodzaju sytuacja, należy podzielić na osobne podtypy, na podstawie wzajemnego stosunku strumieni G i E .

Wyodrębnienie w oddzielny typ topoklimatu wymagają powierzchnie wodne, gdzie strumień H jest skierowany od atmosfery do podłoża oraz tereny zurbanizowane, gdzie w akumulacji ciepła przez podłoże istotną rolę odgrywa wymiana powietrza wewnątrz przestrzeni zabudowanej.














Uzyskane dwa podziały typów wymiany energii w ciągu dnia i nocy stanowią podstawę sporządzenia ogólnej, syntetycznej klasyfikacji topoklimatów. Z obydwu podanych klasyfikacji Paszyński wyeliminował niektóre, mniej istotne wydzielenia, pozostawiając jedynie te, które w sposób zasadniczy decydują o zróżnicowaniu badanego obszaru.

Klasyfikacja topoklimatów (16 typów), oparta na strukturze wymiany ciepła na powierzchni czynnej wygląda następująco:

W dolinie Nurca panują niekorzystne warunki radiacyjno termiczne. Dolina podatna na sploty wychłodzonego powietrza i tworzenie się jego zastoisk. Mała wymiana ciepła między powierzchnią czynną i atmosferą nocą sprzyja spadkom temperatury wskutek wypromieniowania. W dolinie Nurca występują wilgotne grunty o bardzo dużym przewodnictwie i dużej pojemności cieplnej, co powoduje wzrost wymiany cieplnej w podłożu w porównaniu z innymi terenami.



Rys. Topoklimaty (1:20000)

- | | | |
|--------|---|--|
| 1. | | Topoklimat o dodatnich odchyleniach Q w dzien ($Q > Q_{st}$) |
| 1.1. | | Topoklimat o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$) |
| 1.1.1. |  | Topoklimat o przewadze H w dzien ($H > E$) |
| 1.1.2. |  | Topoklimat o przewadze E w dzien ($E > H$) |
| 1.2. | | Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$) |
| 1.2.1. | | Topoklimat o przewadze H w dzien ($H > E$) |
| 1.2.2. | | Topoklimat o przewadze E w dzien ($E > H$) |
| 2. | | Topoklimat o przecietnych wartosciach Q w dzien ($Q \approx Q_{st}$) |
| 2.1. | | Topoklimat o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$) |
| 2.1.1. |  | Topoklimat o przewadze H w dzien ($H > E$) |
| 2.1.2. |  | Topoklimat o przewadze E w dzien ($E > H$) |
| 2.2. | | Topoklimat o przecietnych wartosciach H w nocy ($H \approx H_{st}$) |
| 2.2.1. |  | Topoklimat o przewadze H w dzien ($H > E$) |
| 2.2.2. |  | Topoklimat o przewadze E w dzien ($E > H$) |
| 2.3. | | Topoklimat o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$) |
| 2.3.1. |  | Topoklimat o przewadze H w nocy ($H > G$) |
| 2.3.2. |  | Topoklimat o przewadze G w nocy ($G > H$) |
| 3. | | Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q w dzien ($Q < Q_{st}$) |
| 3.1. | | Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H >$) |
| 3.1.1. |  | Topoklimat o przewadze H w dzien ($H > E$) |
| 3.1.2. |  | Topoklimat o przewadze E w dzien ($E > H$) |
| 3.2. | | Topoklimat o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$) |
| 4. |  | Topoklimat o wartosciach H dodatnich w dzien i ujemnych w nocy |
| 5. |  | Topoklimat o dodatnich wartosciach E w nocy |
| 6. |  | Topoklimat z wystepowaniem A |

Wnioski

Celem pracy było określenie zróżnicowania klimatu lokalnego Ciechanowca. Rozpatrywano to zróżnicowanie dwojako: badano klimat w poszczególnych porach roku oraz szukano różnic i podobieństw pomiędzy poszczególnymi obszarami.

mi analizowanego terenu. Podstawę analizy stanowiły badania terenowe przeprowadzone przez autorkę pracy w latach 2007-2008.

Na badany obszar składa się miasto Ciechanowiec, dolina rzeki Nurzec (przepływająca przez miasto) wraz z utworzonym w jej obrębie zbiornikiem wodnym, tereny otaczające Ciechanowiec wyniesione ponad dno doliny (poła uprawne, łąki, lasy).

Badania terenowe będące podstawą niniejszej pracy wykonywano w latach 2007 i 2008, w różnych porach roku, dnia i przy różnej pogodzie. Były to głównie obserwacje marszrutowe prowadzone w 11 punktach zlokalizowanych w poszczególnych częściach terenu. Podczas prawie wszystkich dni pomiarowych odbyły się trzy marszruty (rano, w południe i wieczorem), w czasie których mierzono temperaturę i wilgotność względną powietrza na wysokościach 0,25 i 1,5 m n.p.g. oraz kierunek i prędkość wiatru na wysokości 1,5 m n.p.g., określano stopień i rodzaj zachmurzenia oraz stan gruntu. Letnie obserwacje marszrutowe uzupełniono badaniami stacjonarnymi. W czterech punktach pomiarowych były umieszczone czujniki EBI mierzące przez niemal trzy miesiące (5 lipca - 19 września 2008) temperaturę i wilgotność względną powietrza. Dane zebrane podczas badań terenowych przedstawiono w postaci wykresów, profili i map. Materiał ten posłużył do analizy wpływu rzeźby terenu, zabudowy miejskiej, szaty roślinnej, rzeki oraz zbiornika wodnego na klimat lokalny Ciechanowca.

Poniżej przedstawiono najważniejsze wnioski wynikające z dokonanej analizy. Stwierdzono, że zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych jest bardzo różne w zależności od typu pogody, zmienia się także w ciągu dnia, a ponadto jest odmienne w poszczególnych porach roku.

Zgodnie z ogólną prawidłowością różnice temperatury powietrza między poszczególnymi obszarami terenu badań były największe podczas pogody insolacyjnej i bezwietrznej.

Na badanym obszarze w czasie letnich pomiarów w południe, przy słonecznej pogodzie, różnice temperatury między terenem otwartym a zbiorowiskiem leśnym sięgały 5-8°C. Pochmurna pogoda wystąpiła tylko podczas zimowej marszruty i tego dnia różnica temperatury powietrza między tymi punktami nie przekraczała 1°C.

W trakcie badań terenowych, we wszystkich porach roku, najmniejsze zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych stwierdzono o poranku. Największe różnice temperatury jakie zdarzały się w tym czasie, najczęściej między terenem otwartym a lasem bądź terenem zabudowanym, nie przekraczały 4°C. W południe różnice temperatury były największe i sięgały 8°C. Wieczorem różnice temperatury powietrza były większe niż rano, ale zdecydowanie mniejsze niż w południe i mieściły się w przedziale 3-7°C.

We wszystkich porach roku podczas pomiarów porannych najwyższe wartości temperatury powietrza były notowane w terenie otwartym (na łące czy wzniesieniu), natomiast najniższe w dolinie rzeki Nurzec, gdzie stagnowało przechłodzone powietrze (tylko 28 grudnia 2007 w dolinie było cieplej niż na terenach sąsiednich) oraz w zbiorowiskach leśnych. W dolinie rzeki podczas prawie 70% dni w lipcu, sierpniu i wrześniu zarejestrowano najniższą temperaturę powietrza.

W południe wysoka temperatura utrzymywała się na terenach bezpośrednio wystawionych na promieniowanie słoneczne – na łące i w dolinie rzeki. Najchłodniej było w miejscach zacienionych (zbiorowiska leśne) oraz na obszarze wystawionym na działanie silnego wiatru (wzniesienie).

Wieczorem temperatura powietrza była tylko nieznacznie niższa od tej notowanej w południe. Wiezorami (szczególnie w lecie) uaktywniała się miejska wyspa ciepła – w obrębie Ciechanowca notowano najwyższe temperatury powietrza. W lecie w zabudowie najczęściej występowały maksymalne temperatury powietrza. Każdej nocy teren zabudowany był cieplejszy od bazy o 1-3°C. Wieczorem najchłodniej było w dolinie rzeki i w lasach.

Duże różnice warunków termicznych występowały także między terenami, które zaliczyć można do tej samej grupy obszarów. Przykładem może być rozkład temperatury w zbiorowiskach leśnych. W czasie słonecznej letniej pogody w południe w lesie świeżym było cieplej o 3°C niż w borze. Podobna różnica występowała między łąką a wzniesieniem (na korzyść łąki).

W trzech najdokładniej zbadanych miesiącach (w lipcu, sierpniu i wrześniu) w Ciechanowcu średnia temperatura powietrza okazała się wyższa od średniej temperatury w pobliskich miejscowościach – w Białymstoku i Siedlcach - średnio o 1,5°C w lipcu, o 0,8°C w sierpniu i 1,9°C we wrześniu.

Stwierdzono, że na terenie badań największy wpływ na rozkład temperatury w ciągu dnia ma dolina Nurca – działając ochładzająco szczególnie na teren miejski, a w nocy z kolei - obszar zabudowany poprzez swój wpływ ocieplający.

Wilgotność powietrza zależy głównie od bliskości źródeł pary wodnej oraz intensywności ruchu powietrza. Podobnie jak w przypadku temperatury powietrza jej wartość jest różna w poszczególnych porach roku i dnia.

Najwyższe wartości wilgotności względnej powietrza notowane były podczas marszruty wiosennej (marcowej). Rano i w południe były one większe o ok. 10% od wartości notowanych w innych dniach marszrutowych. Najniższe wartości wilgotności względnej powietrza zaobserwowano natomiast podczas marszruty 31 maja 2008 r. – tego dnia wilgotność względna była niższa o 10-35% od pozostałych.

Podczas wszystkich dni marszrutowych najwyższa wilgotność względna powietrza występowała rano i wynosiła średnio 78%. W południe wilgotność była niższa o ok. 35% i kształtowała się na poziomie 42%. Wieczorem wilgotność była niższa o 1% od wilgotności w południe.

Zróżnicowanie przestrzenne wilgotności względnej powietrza było największe rano i wieczorem, natomiast w południe wilgotność była podobna we wszystkich punktach pomiarowych.

Najwyższe wartości wilgotności względnej powietrza notowano w dolinie Nurca. Rano powietrze w dolinie było wilgotniejsze o 10% niż na obszarze położonym poza doliną rzeki. Wieczorem różnice te dochodziły do 20%. W lipcu, sierpniu i wrześniu najwyższe średnie wartości wilgotności względnej rejestrowane były także w dolinie. Duża wilgotność utrzymywała się również w lasach otaczających Ciechanowiec. Rano i wieczorem w zbiorowisku leśnym wilgotność była wyższa o 5-10% od tej zmierzonej w terenie otwartym, przy czym w borze świeżym wilgotność była wyższa o 2-12% niż w lesie mieszanym.

Teren zabudowany odznaczał się najniższymi wartościami wilgotności względnej powietrza. Miasto było „suchsze” od terenu otwartego średnio o 2-10%. Podczas badań stacjonarnych w zabudowie miejskiej notowano również najniższe średnie wartości wilgotności względnej.

Zróżnicowanie przestrzenne zaznaczało się również w obrębie terenu zabudowanego. Podczas wszystkich pomiarów marszrutowych wilgotność względna powietrza na dworcu była niższa od wilgotności na osiedlu o 1-10% rano i 5-15% wieczorem. Róż-

nica ta związana była ze słabszym przewietrzaniem osiedla i dopływem wilgoci antropogenicznej.

Prędkość wiatru w poszczególnych porach roku była porównywalna. Najsilniejszy wiatr wiał zazwyczaj w południe, a najsłabszy wieczorem. Największe prędkości wiatru notowano na wzniesieniu. Średnia prędkość wynosiła tam 3,6 m/s. Obszarem o dość dużych prędkościach wiatru była również dolina rzeki, gdzie wiatr wiał ze średnią prędkością 2,6 m/s.

Miejscami, w których notowano najniższe wartości prędkości wiatru były zbiorowiska leśne. W lesie mieszanym zazwyczaj stwierdzano ciszę, a w borze wiatr nie przekraczał 1,5 m/s. Na badanym obszarze wiatr wiał najczęściej z sektora zachodniego.

Jednym z efektów badań jest wydzielenie odrębnych topoklimatów. Na analizowanym terenie występuje 9 z 16-tu możliwych topoklimatów.

Najkorzystniejsze warunki solarne występują na stoku doliny Nurca ze względu na jego południową ekspozycję. Największy obszar zajmują płaskie tereny o umiarkowanych warunkach topoklimatycznych. Niekorzystne warunki radiacyjno-termiczne panują w dolinie Nurca, gdzie występują sploty przechłodzonego powietrza i tworzą się jego zastoiska.

Odrębne topoklimaty tworzą: powierzchnia zbiornika wodnego i rzeki (występuje tu wymiana ciepła przez przewodzenie) oraz teren zabudowany (zmiany w przewodnictwie cieplnym i pojemności cieplnej powierzchni miejskich).

VII. OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO - WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY CZŁOWIEKA

7.1. Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski w okresie letnim

Autor: Alicja NOWICKA-WALCZYK

Opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA,
Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Wstęp

Praca jest próbą charakterystyki klimatu odczuwalnego północno-wschodniej części Polski. Celem jej jest przedstawienie zróżnicowania określonych warunków bioklimatycznych. Ocenę warunków odczuwalnych przeprowadzono pod kątem ich wpływu dodatniego bądź ujemnego na ustrój psychofizyczny zdrowego człowieka. Ponadto niniejsza praca może dać pewne wskazówki, przy planowaniu dalszego rozwoju bazy turystycznej w tym rejonie naszego kraju.

Metoda opracowania i ocena materiałów źródłowych

Przy ocenie warunków bioklimatycznych Polski północno-wschodniej zastosowano wskaźniki i kryteria, które wyznaczają:

- warunki odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca),
- warunki odczucia parności,
- określają bodźcowość klimatu.

Charakterystykę warunków odczucia ciepła, przeprowadzono na podstawie jednego z kompleksowych wskaźników bioklimatycznych – jakim jest temperatura efektywna (TE). Missenard wyznaczył empirycznie wzór do obliczania temperatury efektywnej:

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v - prędkość wiatru (m/s)

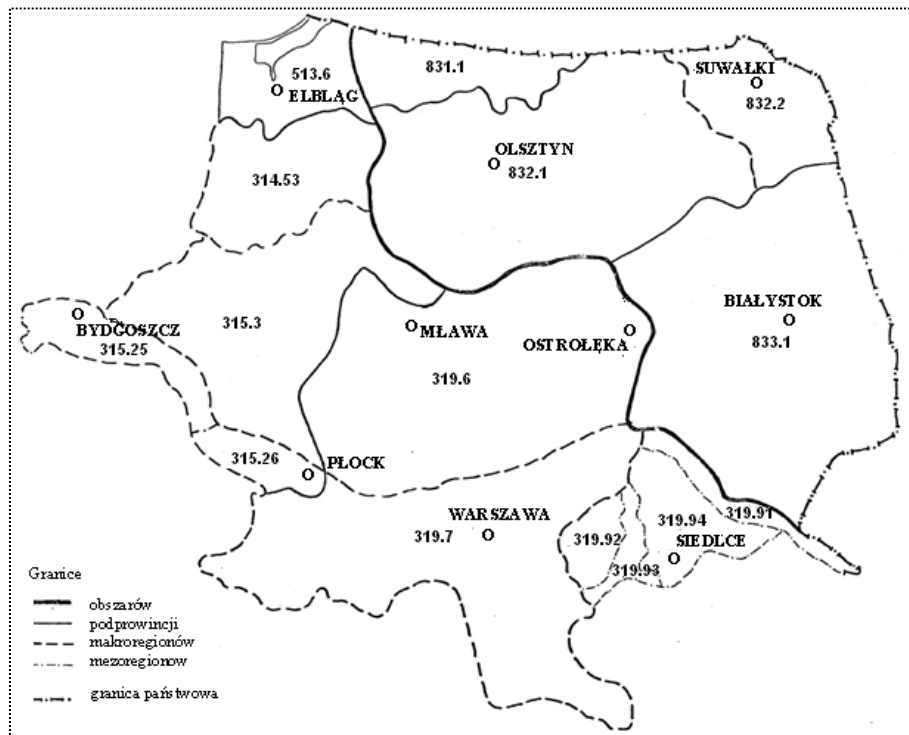
Wyznaczenie warunków komfortu, pod którym należy rozumieć optymalne dla organizmu człowieka warunki termiczne, wilgotnościowe i wietrzne zapewniające równowagę bilansu cieplnego ustroju, jest jednym z najistotniejszych przy temperaturze efektywnej.

Warunki parności zostały opracowane na podstawie kryterium Scharlau'a.

Charakterystyki bodźcowości klimatu, określono na podstawie kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła oraz stałości tych warunków.

Metodyka opracowania zastosowanych wskaźników bioklimatycznych, została szerzej omówiona w dalszej części pracy.

Przy wyborze stacji kierowano się głównie ich równomiernym rozmieszczeniem na obszarze Polski NE (rys. 1) oraz reprezentatywnością dla poszczególnych makroregionów fizyczno-geograficznych



Rys. 1. Regiony fizycznogeograficzne wg J. Kondrackiego i rozmieszczenie stacji meteorologicznych

Przy opracowaniu zróżnicowania warunków bioklimatycznych w Polsce uwzględniono częstość występowania:

- poszczególnych warunków odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca)
- warunków odczucia parności
- kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła
- określonej liczby dni, z tym samym odczuciem ciepła.

Wymienione wyżej charakterystyki wyznaczono dla trzech letnich miesięcy (czerwiec, lipca, sierpnia) oraz dla całego sezonu letniego (czerwiec-sierpień). Materiałem źródłowym do opracowania, były codzienne wartości (z godziny 13⁰⁰) temperatury powietrza, prężności pary wodnej, prędkości wiatru, z 10 stacji meteorologicznych (tab. 2), za okres od 1951 do 1965 r., udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Tabela 1. Objaśnienia (legenda) do rys. 1

Obszar		Europa Zachodnia
Podobszar	3	Pozaalpejska Europa Zachodnia
Prowincja	31	Niż Środkowoeuropejski
Podprowincja	313	Pobrzeże Południowobałtyckie
Region:	313.6	Pobrzeże Gdańskie
Podprowincja	314-315	pojezierze Południowobałtyckie
Regiony:	314.5	Pojezierze Wschodniopomorskie
	314.53	Pojezierze Iławskie
	315.2	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka
	315.25	Kotlina Toruńska
	315.26	Kotlina Płocka
	315.3	Pojezierze Chałmińsko-Dobrzyńskie
Podprowincja	319	Niziny Środkowopolskie
Regiony:	319.6	Nizina Północnomazowiecka
	319.7	Nizina Środkowomazowiecka
	319.9	Nizina Południowopodlaska
	319.91	Podlaski Przełom Bugu
	319.92	Wysoczyzna Kałuszyńska
	319.93	Obniżenie Węgrowskie
	319.94	Wysoczyzna Siedlecka
Obszar:		Europa Wschodnia
Podobszar	8	Niż Wschodnioeuropejski
Prowincja	83	Niż Wschodniobałtycki
Podprowincja	831	Pobrzeże Wschodniobałtyckie
Regiony:	832.1	Pojezierze Mazurskie
	832.2	Pojezierze Litewskie
Podprowincja	833	Równiny Podlasko-Białoruskie
Region	833.1	Nizina Północnopodlaska

Tabela 2. Zestawienie stacji meteorologicznych objętych opracowaniem

Stacje	φ	λ	H_s	h_w
Białystok	53°07'	23°11'	139	11
Bydgoszcz – lot.	53°0,7'	17°58'	70	10
Elbląg	54°10'	19°25'	38	14
Mława	53°0,7'	20°21'	142	13
Olsztyn-Dajtki	53°46'	20°25'	133	12
Ostrołęka	53°0,6'	21°35'	97	12
Płock-Radziwie	52°31'	19°41'	62	14
Siedlce	52°11'	22°16'	147	13
Suwałki	54°0,6'	22°57'	165	12
Warszawa-Bielany	52°17'	20°58'	101	16

Wybór południowego terminu klimatologicznego, podyktowany został jego największą reprezentatywnością dla środka dnia, kiedy człowiek w największym stopniu korzysta z przebywania na świeżym powietrzu.

Na podstawie codziennych wartości temperatury powietrza, ciśnienie pary wodnej i prędkości wiatru określono wielkość *TE*, klasyfikując ją jednocześnie do określonego przedziału odczucia ciepła. W ten sposób uzyskano konkretne warunki odczuwalności cieplej dla każdego dnia letniego za okres 15-tu lat, dla badanych 10-ciu stacji meteorologicznych. Wybór *TE* jako podstawowego wskaźnika, przy ocenie klimatu odczuwalnego podyktowany był tym, iż jest to wskaźnik określający odczuwalność ciepłą organizmu człowieka pod wpływem łącznego działania temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Dodać należy, że wszystkie trzy składowe temperatury efektywnej łatwo dostępne, gdyż ich pomiary wykonywano na każdej stacji, w przeciwieństwie np. do promieniowania. Brak danych dotyczących pomiaru tego elementu na większości badanych stacji nie pozwolił na zastosowanie pełniejszego wskaźnika bioklimatologicznego, jakim jest temperatura efektywno-radiacyjna, co w konsekwencji doprowadziłoby do wyciągnięcia szerszych wniosków natury bioklimatycznej.

Należy stwierdzić, że materiał statystyczny dotyczący trzech wybranych elementów był w zasadzie jednorodny, bowiem w obserwacjach nie stwierdzono poważniejszych braków poza danymi ze stacji Warszawa-Bielany (brak pomiarów prędkości wiatru w roku 1955, od 15 do 31 lipca).

Przy ocenie materiałów źródłowych należy zwrócić uwagę, że prędkość wiatru brana była z wysokości 10 do 16 metrów nad powierzchnią gruntu, natomiast temperatura i wilgotność powietrza pochodzą z poziomu 2-ch metrów (wysokość klatki meteorologicznej).

Istnieją specjalne wzory, służące do redukcji prędkości wiatru z poziomu ustawienia wiatromierza do wysokości 2-ch metrów, ale mogą one być jedynie stosowane w odniesieniu do średnich prędkości wiatru. Dla codziennych pomiarów prędkości wiatru, redukcja taka byłaby możliwa, gdyby dysponowano dla każdej stacji serią porównawczą pomiaru prędkości wiatru z poziomu 2-ch metrów.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono w tabelach 1-10.

Warunki odczucia ciepła

Charakterystykę warunków odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca) w Polsce północno-wschodniej, przeprowadzono na podstawie temperatur efektywnych w Skali normalnej (NTE), przyjmując przedziały ustalone przez Marszaka.

Wynikiem opracowania, są częstości poszczególnych odczuć ciepła, określone dla każdej stacji, w czerwcu, lipcu i sierpniu oraz dla całego sezonu letniego (czerwiec-sierpień) za okres 1951-1965.

Warunki odczuwalne przedstawiono w układzie przestrzennym oraz punktowo dla poszczególnych stacji (tab.3).

Rozkład przestrzenny warunków odczuwalnych przedstawiono w postaci map obrazujących częstość (w %) określonych odczuć ciepła. Analizując rozkład przestrzenny częstość odczucia gorąca na obszarze Polski NE dla poszczególnych miesięcy oraz dla całego okresu letniego, zaobserwowano pewną prawidłowość w przebiegu izolinii. Mają one przebieg zbliżony do równoleżnikowego, przy czym najmniejsze częstości odczucia gorąca są notowane w północnej części badanego obszaru (Pojezierze Litew-

skie, północna część Pojezierza Mazurskiego, Nizina Staropruska, Pobrzeże Gdańskie), a największe w południowej części badanego obszaru (Nizina Północnopodlaska, Nizina Południowopodlaska z wyjątkiem północnej części, Nizina Środkowomazowiecka, Nizina Północnomazowiecka, południowa część Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej).

Tabela 3. Częstość (%) warunków odczucia ciepła wg skali Marszaka (1951-1965)

Stacje	Chłód				Komfort				Gorąco			
	VI	VII	VIII	VI-VIII	VI	VII	VIII	VI-VIII	VI	VII	VIII	VI-VIII
Białystok	44	38	43	42	36	35	34	35	20	27	23	23
Bydgoszcz	46	41	46	44	39	39	36	38	15	20	18	18
Elbląg	59	50	55	54	32	36	31	33	9	14	14	13
Mława	45	40	45	43	38	35	33	35	17	25	22	22
Olsztyn	55	45	52	51	34	37	32	34	11	18	16	16
Ostrołęka	40	35	40	38	38	38	36	37	22	27	24	25
Płock	39	35	44	39	41	37	32	37	20	28	24	24
Siedlce	46	35	43	41	35	38	34	36	19	27	23	23
Suwałki	59	51	53	54	34	36	37	36	7	13	10	10
Warszawa	43	34	37	38	39	42	40	40	18	24	23	22

Warunki odczucia parności

Za dzień parny przyjęto taki, w którym wartość ciśnienia pary wodnej o godzinie 13⁰⁰ była większa lub równa 14,1 mm Hg – 18,8 hPa – kryterium Scharlau'a. Wynikiem opracowania materiału statystycznego dotyczącego częstości dni parnych według kryterium Scharlau'a są mapy ukazujące przestrzenne zróżnicowanie badanego zjawiska.

Analizując rozkład częstości (w %) warunków odczucia parności w czerwcu, lipcu i sierpniu oraz w całym sezonie letnim (czerwiec-sierpień) na obszarze Polski północno-wschodniej, zaobserwowano pewną prawidłowość w przestrzennym rozmieszczeniu tego wskaźnika bioklimatycznego. Obszary południowe tzn. Nizina Środkowomazowiecka, Nizina Południowopodlaska, południowo-wschodnia część Kotliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, południowa część Niziny Północnomazowieckiej i Niziny Północnopodlaskiej charakteryzują się większymi liczbami dni parnych niż pozostałe tereny Polski NE. Na mapie obrazującej sytuację w okresie letnim (czerwiec-sierpień) zanotowano najczęściej tego rodzaju dni w Płocku – 14% oraz w Siedlcach – 13%. Podobna sytuacja ma miejsce w sierpniu, kiedy również Płock i Siedlce wykazują największy udział dni parnych – po 14%. Lipiec jest miesiącem charakteryzującym się największą spośród trzech letnich miesięcy. Liczbą dni z prężnością pary wodnej większą lub równą 14,1 mm Hg. W Siedlcach, Białymstoku i Mławie dni parne stanowią 17%, a w Ostrołęce i Płocku po 18% ogólnej liczby dni. Najmniej dni parnych zanotowano w czerwcu, a maksymalna wartość – 11% wystąpiła w Płocku. Na stacji tej w poszczególnych miesiącach letnich jak i całym sezonie (czerwiec-sierpień) obserwowano największą częstość odczucia warunków parności.

Ze stacji położonych w południowej części badanego obszaru, na uwagę zasługuje stacja Warszawa-Bielany, która jako stacja wielkomiejska, zawsze będzie charakteryzowała się mniejszym udziałem dni parnych niż stacje sąsiednie. Są to różnice rzędu 3– 6%. Te zaniżone wartości liczby dni parnych, notowane na stacji w Warszawie,

spowodowane są specyficzną suchością klimatu tak bardzo typową dla dużego ośrodka miejskiego (między innymi zmniejszona powierzchnia parowania).

Posuwając się bardziej na północ od wyżej omówionego obszaru, wartości częstości dni parnych maleją. Izolinie mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Izolinia o najmniejszej liczbie dni parnych przebiega w rejonie Suwałk i Olsztyna, obejmując część wschodnią Niziny Staropruskiej i południową Pojezierza Mazurskiego i Litewskiego.

W sezonie letnim te dwie stacje mają najmniej dni parnych – po 7%, podobnie w sierpniu, nieco więcej w lipcu (11% w Olsztynie, 10% w Suwałkach), a najmniej w czerwcu (4% w Suwałkach oraz 3% w Olsztynie).

Przy interpretacji rozkładu częstości dni parnych, posłużono się rozkładem średnich wartości temperatur maksymalnych oraz liczbą dni z temperaturą maksymalną większą lub równą 25°C, na obszarze Polski NE. Wiadomo bowiem, że wraz ze wzrostem temperatury, powietrze jest w stanie pomieścić większą ilość pary wodnej, a parność powietrza uwarunkowana jest wysoką wilgotnością powietrza i stosunkowo wysoką temperaturą. Na obszarach południowych rozpatrywanego obszaru, które charakteryzowały się zwiększonym udziałem dni parnych, notowano najczęściej wysokie wartości średniej temperatury maksymalnej oraz liczbę dni z temperaturą maksymalną większą lub równą 25°C. Płock, który wyróżnił się jako stacja o największej liczbie dni parnych, wyodrębnił się również w stosunku do pozostałych stacji, jako stacja posiadająca największą liczbę dni gorących.

Na północy, zmniejszonym częstością odczucia warunków parności, towarzyszą małe wartości średnich temperatur maksymalnych oraz mniejsze niż na południu badanego obszaru, liczby dni gorących. Najmniej dni gorących notowano w Elblągu, a nieco więcej tych dni wystąpiło w Olsztynie i Suwałkach.

W wyniku tej dosyć jednostronnej interpretacji stwierdzono, że suchość klimatu postępująca z południa na północny-wschód, związana jest bezpośrednio z warunkami termicznymi tych obszarów. Południowe tereny Polski NE są bardziej ciepłe i parne, natomiast północne – są chłodniejsze i bardziej suche.

Obok zróżnicowania przestrzennego badanego zjawiska, na uwagę zasługuje również jego zmienność z roku na rok. Szczególną uwagę zwrócono na lata, w których jednocześnie kilka stacji zanotowało wysoką częstość dni parnych, zakres ich wahań w poszczególnych miesiącach i w całym sezonie letnim oraz na maksymalną wartość prężności pary wodnej. W czerwcu 1953 roku trzy stacje (Bydgoszcz – 3, Elbląg – 4, Siedlce – 5) wyróżniły się równocześnie wysoką liczbą dni parnych w okresie od 1951 do 1965 r. w lipcu 1959 r. jednocześnie na 8 stacjach (Bydgoszcz – 12, Elbląg – 13, Mława – 14, Olsztyn – 9, Ostrołęka – 13, Płock – 13, Siedlce – 12, Warszawa – 8) zaobserwowano dużą częstość dni tego rodzaju. W sierpniu natomiast, kolejno wyróżniły się po dwie stacje: w 1952 r. (Białystok – 9, Warszawa – 7), w 1954 r. (Bydgoszcz – 7, Mława – 6), w 1963 r. (Ostrołęka – 8, Siedlce – 9), które odznaczyły się największą częstością stanów parnych w ciągu badanego okresu 1951-1965. Biorąc pod uwagę całe piętnastolecie należy stwierdzić, że inny rok był tym, w którym jednocześnie najwięcej stacji notowało wysoką częstość dni parnych. Nigdy jednak zjawisko to nie powtórzyło się jednocześnie na 10 stacjach objętych opracowaniem. W sezonie letnim (czerwiec – sierpień) dla czterech stacji równocześnie (Mława – 22, Ostrołęka – 18, Suwałki – 16, Warszawa – 19) rok 1950 był okresem, w którym odnotowano największą liczbę dni

parnych. Jak stwierdzono w rozdziale dotyczącym częstości odczucia ciepła, w tym właśnie roku na dziewięciu spośród dziesięciu stacji rozpatrywanych, zanotowano największy udział odczucia gorąca w badanym piętnastolecu.

Ponadto stwierdzono, że dla każdej stacji inna wartość, będzie ta maksymalną liczbą dni z prężnością pary wodnej lub równą 14,1 mm Hg. Obserwowane są bowiem znaczne różnice w zakresie wahań maksymalnych wartości częstości odczucia warunków parności. Największy zakres wahań badanego zjawiska wykazuje lipiec, od 16 przypadków (Warszawa – 1959 r.) do 9 (Suwałki – 1960 r. i Olsztyn – 1959 r.), nieco mniejszy czerwiec, od 11 dni (Płock – 1961 r.) do 3 (Suwałki – 1956r., 1958 r., Olsztyn – 1964r., Bydgoszcz – 1951, 1953, 1954, 1961 r.). najmniejsze zróżnicowanie najwyższych częstości dni parnych zaobserwowano w sierpniu, od 9 (Siedlce – 1951, 1963 r., Płock – 1957 r., Elbląg – 1955 r., Białystok – 1952 r.) do 6 (Suwałki – 1959 r., Mława – 1954 r.). Lipiec jest więc miesiącem, w którym pojawiła się największa ze wszystkich ekstremalnych (dla poszczególnych miesięcy) liczba dni parnych – 16. W czerwcu zanotowano najmniejszą spośród maksymalnych liczbę dni parnych – 3. Dla całego sezonu letniego, zakres wahań jest dosyć Duży, od 27 dni (Płock – 1957 r.) do 13 (Olsztyn – 1963 r.).

Reasumując stwierdzono, że rozkład czasowy oraz przestrzenny badanego zjawiska, niejako uzupełniają się wzajemnie. Nie bez przyczyny bowiem stacje takie, jak np. Płock i Siedlce położone w południowej części badanego obszaru odnotowały absolutne maksima liczby dni parnych zarówno w całym sezonie jaki i w poszczególnych miesiącach. Jako uzupełnienie powyższych rozważań, przedstawiono największe wartości ciśnienia pary wodnej, zanotowane o godzinie 13-tej w czerwcu, lipcu i sierpniu (tab. 4-5). Maksymalne ciśnienie pary wodnej za okres 1951-1965 odnotowano na stacji w Płocku (22,1 mm Hg – 29,5 hPa) w czerwcu 1957 r. Płock jest więc nie tylko stacją, która wyróżniła się największym udziałem dni parnych w miesiącach letnich, ale i stacją, która odnotowała maksymalną ciśnienie pary wodnej spośród 10 badanych stacji. W lipcu największą ciśnienie pary wodnej zaobserwowano na stacji w Ostrołęce (20,6 mm Hg – 27,5 hPa) w 1963 r., a w sierpniu na stacji w Siedlcach (18, 6 mm Hg – 24, 8 hPa) również w 1963 r. w okresie letnim ciśnienie pary wodnej dla dni parnych w Polsce NE waha się od dolnej granicy (14, 1 mm Hg – 18,8 hPa) do 22,1 mm Hg – 29,5 hPa.

Z bioklimatologicznego punktu widzenia, częstość występowania warunków odczucia parności stanowi pewne kryterium przy ocenie klimatu odczuwalnego. Nie można jednak stosować tego wskaźnika w odniesieniu do innych charakterystyk bioklimatycznych. Zaobserwowano bowiem, że dzień parny może należeć do każdego przedziału odczucia ciepła. Przy odczuciu gorąca i chłodu parność będzie potęgowała niekorzystne warunki odczuwalne, natomiast w przedziale komfortu jej wpływ będzie znikomy.

W Polsce północno-wschodniej obszary południowe charakteryzują się zwiększoną częstością dni parnych oraz zwiększonym udziałem odczucia gorąca, niż ma to miejsce na pozostałym terenie objętym opracowaniem. Z punktu widzenia warunków bioklimatycznych, będą to obszary niekorzystne dla człowieka. Wysoka temperatura powietrza pobudza organizm do pocenia się i oddawania ciepła drogą parowania. Jeśli ciśnienie pary wodnej jest większe od tego jakie, odpowiada kompleksowi warunków fizjologicznych, wówczas wymiana ciepła z otoczeniem jest utrudniona i żywy organizm odczuwa parność. Przy parności występuje spadek sprawności organizmu, zarówno

umysłowy jak i fizyczny oraz złe samopoczucie, zmęczenie i duszność. Odczucie parności jest zatem miarą regulacji gospodarki cieplnej organizmu i występuje tylko przy stosunkowo wysokiej temperaturze i wysokiej wilgotności.

Na obszarach północnych Polski NE zmniejszeniu liczby dni parnych towarzyszy zmniejszony udział warunków odczucia gorąca. Nie można jednak tylko na tej podstawie ocenić tych terenów jako: korzystne dla człowieka. Na uwagę bowiem zasługuje fakt zaobserwowania na stacjach północnych dosyć wysokiego udziału odczucia chłodu, stanowiącego ponad połowę warunków odczucia ciepła w okresie letnim jak i w poszczególnych miesiącach – co wpływa niekorzystnie na klimat odczuwalny tych terenów.

Tabela 4. Częstość odczucia warunków parności wg skali Scharlau'a (1951-1965 r.)

Stacje	VI		VII		VIII		VI-VIII	
	l.p	%	l.p	%	l.p	%	l.p	%
Białystok	36	8,0	80	17,0	55	12,0	171	12,0
Bydgoszcz	18	4,0	54	12,0	47	10,0	119	9,0
Elbląg	17	4,0	59	13,0	54	12,0	130	9,0
Mława	29	6,0	77	17,0	45	10,0	151	11,0
Olsztyn	15	3,0	52	11,0	33	7,0	100	7,0
Ostrołęka	32	7,0	86	18,0	51	11,0	169	12,0
Płock	49	11,0	85	18,0	63	14,0	197	14,0
Siedlce	41	9,0	81	17,0	63	14,0	185	13,0
Suwałki	17	4,0	46	10,0	31	7,0	94	7,0
Warszawa	22	5,0	67	14,0	39	8,0	128	9,0

Tabela 5. Absolutne maksima ciśnienia pary wodnej (mm Hg) zanotowane o godzinie 13-tej w latach 1951-1965

Stacje	VI	VII	VIII
Białystok	17,1	18,8	17,9
Bydgoszcz	15,7	17,3	17,7
Elbląg	18,5	20,0	18,0
Mława	17,9	18,0	18,0
Olsztyn	16,8	18,5	17,5
Ostrołęka	17,5	20,6	18,0
Płock	22,1	20,1	18,5
Siedlce	19,3	19,4	18,6
Suwałki	17,0	19,4	16,8
Warszawa	16,6	17,9	16,6

Charakterystyka bodźcowości klimatu

Charakterystykę bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, przeprowadzono na podstawie stałości warunków odczucia ciepła (liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła) oraz ich zmian kontrastowych (tab. 6). Przez zmiany kontrastowe rozumiano bezpośrednie przejście ze stanu gorąca panującego jednego dnia w chłód panujący w następnym dniu, bądź odwrotnie.

Umiarkowana zmienność warunków odczuwalnych tzn. przejście od stanu chłodu przez komfort do gorąca lub odwrotnie, nieznacznie wpływa na organizm człowieka, natomiast gdy w takim układzie zostaje pominięty komfort, odbija się to już niekorzystnie na układzie termoregulacyjnym człowieka. Adaptacja do gwałtownie zmieniających się warunków odczuwalnych, wymaga od organizmu dodatkowej pracy, co powoduje równocześnie zmniejszenie jego odporności, a w niektórych przypadkach może prowadzić do zmian chorobowych (zaostrenie objawów chorób układu sercowo-naczyniowego, narządu oddechowego, narządu ruchu).

W Polsce północno-wschodniej zmiany kontrastowe odczucia ciepła opracowano punktowo – dla każdej stacji, pomijając rozkład przestrzenny, który w tym wypadku dałby obraz mało dokładny (zbyt mała liczba stacji na stosunkowo dużym obszarze). Zmiany kontrastowe opracowane dla całego sezonu letniego, jak i dla poszczególnych miesięcy wykazują małe zróżnicowanie. Są to wartości rzędu: 2% (Suwałki) 5% (Siedlce) w sezonie letnim; 2% (Elbląg, Suwałki) 5% (Ostrołęka) w czerwcu. W lipcu największej kontrastowych zmian warunków odczuwalnych zanotowano w Białymstoku i Siedlcach – po 6%, najmniej w Bydgoszczy, Ostrołęce, Warszawie – po 3%. Nieco większe zróżnicowanie badanego zjawiska wykazał sierpień, od 1% w Suwałkach do 5% w Mławie i Płocku.

Jako pewne uzupełnienie powyższych wyników, potraktowano analizę zakresu wahań maksymalnej liczby przypadków kontrastowych odczuć ciepła w poszczególnych dniach, na każdej stacji w sezonie letnim jak i w kolejnych miesiącach (tab. 6). Siedlce charakteryzujące się największą częstością zmian kontrastowych w sezonie letnim – 5%, miały w 1957 r. – 9 przypadków tego rodzaju zmian, była to równocześnie największa liczba dni z gwałtownymi zmianami odczucia ciepła jaka wystąpiła w badanym sezonie (czerwiec – sierpień) w ciągu całego piętnastolecia na obszarze Polski NE. Natomiast w Suwałkach mających w sezonie letnim 2% kontrastowych zmian warunków odczuwalnych, latem 1951 r. zanotowano tu 5 przypadków wystąpienia badanego zjawiska. Była to jednocześnie dolna granica zakresu wahań maksymalnej liczby dni ze zmianami kontrastowymi warunków odczuwalnych, jaką zaobserwowano od 1951 do 1965 r. na terenie objętym opracowaniem. Podobny związek pomiędzy maksymalną i minimalną częścią zmian kontrastowych warunków odczucia ciepła, a zakresem wahań maksymalnej liczby dni z tymi zmianami w ciągu badanego okresu można zauważyć na przykładzie poszczególnych miesięcy letnich:

Maksymalna i minimalna częstość	Maksymalna liczba przypadków
Czerwiec	
Ostrołęka 5%	4 przypadki (1957, 1960)
Elbląg, Suwałki 2%	2 przypadki (1951, 1959 – Suwałki; 1956 – Elbląg)
Lipiec	
Białystok 6%	4 przypadki (1953)
Ostrołęka 3%	2 przypadki (1953, 1955, 1958, 1965)
Sierpień	
Mława 5%	5 przypadków (1960)
Suwałki 1%	1 przypadek (1960, 1961, 1963, 1964)

Przy interpretacji badanego zjawiska posłużono się stałością warunków odczucia komfortu termicznego, a konkretnie analizowano przypadki utrzymywania się tego

przedziału odczucia ciepła ponad siedem kolejnych dni. Analizie poddano każdą stację z uwzględnieniem całego okresu (1951-1965). Komfort w stosunku do dwóch pozostałych odczuć (chłodu i gorąca) wykazał najmniejszą stabilność. Najczęstsze są przypadki utrzymywania się komfortu przez jeden lub dwa dni. Komfort utrzymujący się ponad siedem kolejnych dni notowany jest bardzo rzadko, wykazując jednocześnie bardzo małe zróżnicowanie na poszczególnych stacjach. W sezonie letnim najwięcej, bo aż pięć przypadków utrzymywania się odczucia komfortu ponad siedem kolejnych dni zanotowano w Suwałkach – stacji, która w tym samym okresie miała najmniejszy udział kontrastowych zmian warunków odczuwalnych. Siedlce, dla których zmiany te stanowiły aż 5%, cechował tylko jeden przypadek z taką stabilnością komfortu. Podobne prawidłowości można stwierdzić w poszczególnych miesiącach. W sierpniu w Suwałkach małowemu udziałowi kontrastowych odczuć ciepła w kolejnych dniach – 1%, towarzyszyły aż 4 przypadki trwania ponad siedem dni odczucia komfortu, a nawet zanotowano dwa przypadki utrzymywania się tego odczucia ciepła ponad dwa tygodnie. W tym samym miesiącu Mława i Płock – stacje charakteryzujące się największą częstością gwałtownych zmian warunków odczuwalnych – po 5%, nie miały ani jednego przypadku trwania komfortu ponad siedem dni. W pozostałych dwóch miesiącach letnich tzn. w czerwcu i lipcu, stacje odznaczające się zwiększonymi częstościami kontrastowych zmian odczuć ciepła: jak Ostrołęka (5% w czerwcu) czy Białystok i Siedlce (6% w lipcu) równocześnie nie miały dłuższego niż siedem dni okresu z odczuciem komfortu termicznego.

Z powyższych rozwiązań wynika, że zwiększonej stabilności odczucia komfortu (ponad siedem kolejnych dni) – towarzyszy zmniejszenie kontrastowych odczuć ciepła w kolejnych dniach. Jest to wniosek oczywisty, bowiem zarówno komfort trwający przez dłuższy czas jak i mała częstość gwałtownych zmian warunków odczuwalnych, oddziałują korzystnie na organizm człowieka w przeciwieństwie do sytuacji, kiedy przy małej stabilności komfortu, obserwowana jest duża częstość kontrastowych zmian. Na szczególną uwagę zasługują stacje w Mławie i Suwałkach. Mława w ciągu całego piętnastolecia w żadnym z miesięcy letnich nie miała przypadku utrzymywania się komfortu ponad tydzień, natomiast we wszystkich letnich miesiącach obserwowane były tu, jedne z największych częstości kontrastowych zmian warunków odczuwalnych (5% w lipcu i sierpniu; 3% w czerwcu). Na tej podstawie można ocenić klimat odczuwalny Mławy, jako bardziej bodźcowy, niż w przypadku pozostałych stacji. Dla przykładu mogą posłużyć Suwałki. Stacja ta oceniana jest na podstawie małej częstości zmian kontrastowych i dużej stabilności komfortu (mimo, że w ogólnym odczuciu ciepła stanowi on jedynie 36%) pretenduje do uzyskania miana stacji o umiarkowanie bodźcowym klimacie – typowym dla komfortowych warunków odczuwalnych. Stałość odczucia komfortu termicznego, oznaczającego optimum warunków – jest korzystna. Nie zmusza układu termoregulacyjnego do dodatkowej pracy, gdyż człowiek oddaje otoczeniu tę samą ilość ciepła jaką wytwarza w procesach metabolicznych (50 kJ na godzinę na każdy m² powierzchni swego ciała). W wymienionych warunkach, którym odpowiada przyjemne odczucie ciepła, człowiek posiada dobre samopoczucie, gdyż nie zostaje zakłócona równowaga ciepła – niezbędna dla człowieka w każdej chwili. Równowaga ta zostaje zachwiana w warunkach chłodu lub gorąca, czyli w dniach z dyskomfortowym odczuciem ciepła. W dniach z odczuciem chłodu straty ciepła są większe niż zdolność organizmu do wytwarzania potrzebnych kalorii. Ponieważ stała temperatura

ciała człowieka jest zawsze koniecznym warunkiem do zachowania zdrowia, organizm będzie dążył do zachowania homeostazy, przez zmniejszenie utraty ciepła i zwiększenie jego wytwarzania. Działanie tych mechanizmów powoduje zmiany w skórnym przepływie krwi, rozmieszczeniu krwi w ustroju oraz w czynności gruczołów dokrewnych i tempie przemiany materii. Bezpośrednim następstwem działania na ustrój człowieka niskiej temperatury otoczenia jest skurcz naczyń krwionośnych, powodujący zmniejszenie skórnego przepływu krwi i przewodnictwa cieplnego tkanek powierzchniowych. Siły organizmu skupione na wyczerpującej i mało skutecznej samoobronie zmniejszają jego potencjalną odporność. Poza tym w dniach z odczuciem chłodu stosowanie zabiegów klimatoterapeutycznych, jak np. kąpiele słoneczne jest wyraźnie ograniczone. Odczucie chłodu dosyć często utrzymujące się dłużej niż 3-4 dni, będzie zawsze niekorzystnym elementem przy ocenie warunków odczuwalnych.

Analiza stałości warunków odczucia ciepła, wykazała, że do najbardziej stabilnych należy odczucie chłodu, którego czas trwania dochodzi niekiedy do 19 kolejnych dni (Elbląg – lipiec 1962 r.). Najwięcej przypadków z tym samym odczuciem ciepła trwającym ponad 7 kolejnych dni przypada na warunki chłodu. Największą częstość tych przypadków wykazują stacje położone w północnej części badanego obszaru. W całym sezonie letnim zanotowano w Suwałkach 30 przypadków wystąpienia badanego zjawiska, w tym 5 przypadków z chłodem trwającym ponad 14 kolejnych dni. Również w Elblągu 27 razy w ciągu badanego okresu (1951-1965), odczucie chłodu utrzymywało się ponad tydzień, w tym 6 razy ponad 2 tygodnie. W poszczególnych miesiącach letnich te dwie stacje również wykazały największą liczbę przypadków z tak stabilnym chłodem (w czerwcu 12 przypadków w Suwałkach, 10 przypadków w Elblągu; w lipcu 9 przypadków w Suwałkach i 6 przypadków w Elblągu oraz w sierpniu 11 przypadków w Elblągu i 9 przypadków w Suwałkach). Na pozostałych stacjach zanotowano znacznie mniej przypadków utrzymywania się odczucia chłodu ponad 7 kolejnych dni. Natomiast już nie ma wszystkich stacjach chłód panował ponad 14 dni. Takich przypadków nie miały Warszawa i Ostrołęka, stacje gdzie chłód trwający ponad tydzień pojawiał się bardzo rzadko. W czerwcu w Ostrołęce odnotowało 1 przypadek tak stabilnego chłodu, w lipcu w Ostrołęce i Warszawie – 2 przypadki, a w sierpniu w Warszawie również 2 przypadki. Sytuacja ta zadecydowała o tym, że Warszawa i Ostrołęka w całym sezonie letnim będą charakteryzowały się najmniejszą częstością panowania chłodu ponad 7 kolejnych dni (11 przypadków w Warszawie i 8 przypadków w Ostrołęce).

Analizując badane zjawisko z uwzględnieniem poszczególnych lat stwierdzono, że w roku 1954 w lipcu na 6 stacjach (Płock, Siedlce, Olsztyn, Mława, Elbląg, Białystok) oraz w sierpniu w roku 1961 również na 6 stacjach (Płock, Suwałki, Olsztyn, Mława, Elbląg, Bydgoszcz) chłód trwał ponad 14 kolejnych dni. Tak długo utrzymujące się odczucie chłodu zaobserwowane jednocześnie na 6 stacjach (spośród 10 badanych) w roku 1954 i 1961 – niewątpliwie uwarunkowane było napływem mas chłodnego powietrza pochodzenia morskiego, obejmującego znaczne obszary Polski NE. Odczucie gorąca jak stwierdzono, wykazuje mniejszą stabilność w stosunku do chłodu i większą w odniesieniu do komfortu. Nigdy jednak na żadnej stacji w całym badanym okresie (1951-1965) nie obserwowano utrzymywania się tego odczucia ciepła ponad 2 tygodnie. Najczęściej odczucie gorąca utrzymywało się ponad 7 dni na stacji w Płocku, zarówno w lipcu i sierpniu (po 4 przypadki) jak i w całym sezonie letnim (8 przypad-

ków). W czerwcu w Płocku oraz na 9-ciu pozostałych stacjach nie stwierdzono badanego zjawiska. Nie mniej jednak już przez tydzień panujące odczucie gorąca jest dosyć uciążliwe dla człowieka, nawet bardziej niż tak długo trwający chłód, bowiem obok wysokich temperatur powietrza może występować równocześnie duża zawartość pary wodnej w powietrzu, dająca w konsekwencji odczucie parności. Podczas kilkudniowego trwania warunków przegrzania, w organizmie człowieka zachodzi wiele zmian, jak: rozszerzenie naczyń krwionośnych, wzrost skórno przepływu krwi oraz wydzielanie potu. Oba te mechanizmy niewątpliwie przyczyniają się do utrzymania homeostazy termicznej ustroju, ale równocześnie ich działanie powoduje szereg wtórnych zmian czynnościowych ze strony różnego rodzaju narządów i układów (zmiany w rozmieszczeniu krwi w ustroju, zmiany czynnościowe serca oraz odwodnienie i utrata soli mineralnych). Taka reakcja organizmu w dniach z odczuciem gorąca, świadczy o jego dyskomfortowym charakterze w zakresie warunków odczuwalnych.

Z powyższych rozważań wynika, że duża stabilność niekorzystnych odczuć ciepła: „chłodu” w przypadku Elbląga i Suwałk i „gorąca” w przypadku Płocka, przyczyniają się do obniżenia walorów bioklimatycznych tych miejscowości. Na osobną uwagę zasługuje stacja w Suwałkach. Z jednej strony obserwowana tutaj duża stabilność chłodu – jest niekorzystna dla człowieka, z drugiej strony mały udział zmian kontrastowych odczucia ciepła, potwierdzony dużą stabilnością komfortu podnosi walory bioklimatyczne tej miejscowości. Podobna sytuacja wystąpiła na stacji w Ostrołęce. Małej stabilności chłodu zarówno w poszczególnych miesiącach jak i w całym okresie letnim, towarzyszy zwiększenie udziału kontrastowych zmian warunków odczuwalnych – zarówno w sezonie letnim – 4% jak i w kolejnych miesiącach (w czerwcu – 5%, w lipcu – 3%, w sierpniu – 4%). Ta sytuacja podobnie jak w przypadku Suwałk powoduje, że nie będzie można jednoznacznie ocenić Ostrołęki jako stacji z korzystnymi bądź niekorzystnymi warunkami odczuwalnymi. Podobne wnioski nasuwają się przy analizie pozostałych stacji, bowiem każda miejscowość ma klimat w pewnym stopniu oszczędzający, a w pewnym stopniu bodźcowy.

Tabela 6. Częstość kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła (1951-1965)

Stacje	VI		VII		VIII		VI-VIII	
	l.p	%	l.p	%	l.p	%	l.p	%
Białystok	16	4,0	26	6,0	18	4,0	60	4,0
Bydgoszcz	16	4,0	15	3,0	11	2,0	42	3,0
Elbląg	11	2,0	17	4,0	18	4,0	46	3,0
Mława	12	3,0	23	5,0	22	5,0	57	4,0
Olsztyn	15	3,0	19	4,0	16	4,0	40	4,0
Ostrołęka	21	5,0	14	3,0	19	4,0	54	4,0
Płock	12	3,0	20	4,0	22	5,0	54	4,0
Siedlce	19	4,0	29	6,0	16	3,0	64	5,0
Suwałki	8	2,0	19	4,0	4	1,0	31	2,0
Warszawa	17	4,0	15	3,0	19	4,0	51	4,0

Tabela 7. Częstość (liczba przypadków) warunków odczucia ciepła utrzymujących się ponad 7 kolejnych dni (1951-1965)

Stacja	VI			VII			VIII			VI-VIII		
	C	K	G	C	K	G	C	K	G	C	K	G
Białystok	6	-	-	4	-	1	5	1	3	15	1	4
Bydgoszcz	3	1	-	6	1	1	6	-	1	15	2	2
Elbląg	10	1	-	6	-	-	11	1	1	27	2	1
Mława	5	-	-	3	-	3	7	-	1	15	-	4
Olsztyn	8	-	-	3	-	-	8	1	1	19	1	1
Ostrołęka	1	-	-	2	-	2	5	2	2	8	2	4
Płock	4	1	-	4	-	4	8	-	4	16	1	8
Siedlce	6	-	-	2	-	1	6	1	3	14	1	4
Suwałki	12	1	-	9	-	-	9	4	1	30	5	1
Warszawa	7	-	-	2	-	1	2	2	2	11	2	3

Tabela 8. Stałość warunków odczucia ciepła (1951-1965) w Elblągu

		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła	1	23	38	17	35	47	26	14	23	15
	2	10	27	5	12	32	9	9	26	13
	3	10	8	2	7	5	4	9	12	-
	4	9	4	1	4	5	1	3	2	3
	5	6	1	1	6	4	1	5	1	1
	6	2	-	-	2	-	-	1	-	-
	7	1	-	-	3	-	-	5	2	-
	>7	10	1	-	6	-	-	11	1	1

Tabela 9. Stałość odczucia ciepła (1951-1965) w Suwałkach

		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła	1	20	27	11	31	36	17	8	29	12
	2	11	22	4	12	27	11	14	16	3
	3	6	10	4	5	12	3	6	10	1
	4	5	4	-	5	5	1	5	4	2
	5	7	-	-	8	1	1	5	-	-
	6	3	5	-	-	-	1	7	1	-
	7	-	-	-	3	2	-	2	1	1
	>7	12	1	-	9	-	-	9	4	1

Tabela 10. Stałość odczucia ciepła (1951-1965) w Warszawie

		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła	1	21	37	21	26	39	25	15	40	26
	2	15	23	13	9	33	14	13	21	15
	3	11	9	3	10	11	4	8	7	6
	4	3	12	4	4	2	4	10	8	1
	5	4	4	2	2	5	3	3	3	1
	6	2	-	-	3	2	1	4	3	-
	7	-	-	-	2	1	-	1	-	1
	>7	7	-	-	2	-	1	2	2	2

Uwagi końcowe i wnioski

Opracowanie warunków odczucia ciepła i charakterystyk dotyczących bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, pozwoliło na wyróżnienie dwóch grup stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką.

Druga grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski NE: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

Nadmienić jednak należy, że wyniki uzyskane dla rozpatrywanych stacji nie zawsze są reprezentatywne dla całego regionu geograficznego. Urozmaicona rzeźba powoduje znaczne zróżnicowanie w rozkładzie przestrzennym wskaźników bioklimatycznych.

Współzależność korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych w obu grupach stacji zamieszczono poniżej:

I grupa stacji Płock, Ostrołęka, Siedlce, Warszawa	
korzystne	niekorzystne:
mała częstość odczucia chłodu	duża częstość odczucia gorąca
duża częstość odczucia komfortu 1)	duża częstość dni parnych 2)
mała stałość chłodu	duża częstość zmian kontrastowych
	duża stałość gorąca
II grupa stacji Suwałki, Olsztyn, Elbląg	
korzystne	niekorzystne
mała częstość odczucia gorąca	duża częstość odczucia chłodu
mała częstość dni parnych	mała częstość odczucia komfortu 1)
mała częstość zmian kontrastowych	duża stałość chłodu
mała stałość gorąca 3)	

Z porównań wynika, że:

- Siedlce należące do pierwszej grupy stacji i Suwałki należące do drugiej grupy stacji, mają tę samą częstość odczucia komfortu (36%).
- Duża częstość dni parych charakterystyczna dla pierwszej grupy stacji nie dotyczy Warszawy – panuje tu typowy dla każdego ośrodka miejskiego suchy klimat.
- Suwałki należące do drugiej grupy stacji, charakteryzują się jeszcze dodatkowo największą w Polsce NE stałością odczucia komfortu.

Przedstawione związki korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych, stwierdzone na przykładzie tych dwóch wydzielonych grup stacji, jest jeszcze jednym dowodem na to, że nie ma miejscowości charakteryzującej się wyłącznie oszczędzającymi bądź wyłącznie bodźcowymi warunkami bioklimatycznymi.

Zróżnicowanie warunków klimatycznych Polski NE, z punktu widzenia ich biologicznego oddziaływania, może być pewną wskazówką przy perspektywicznych opracowaniach rozwoju bazy turystycznej na tych terenach. Na przykład duża częstość odczucia chłodu, stwierdzona w północnych rejonach Polski NE, sugeruje stosowanie różnego rodzaju urządzeń ocieplających w domkach campingowych czy innych pomieszczeniach, z których korzystać będą turyści przebywający w porze letniej w tak atrakcyjnych rejonach turystycznych jak: Pojezierze Mazurskie czy Pojezierze Litewskie.

Potwierdzeniem zróżnicowania warunków odczuwalnych w wydzielonych grupach stacji jest rozkład zachmurzenia. Na stacjach północnych dużej częstości odczucia chłodu oraz małej częstości odczucia komfortu, towarzyszy stosunkowo wysoka liczba dni pochmurnych i mała liczba dni pogodnych. Z kolei w południowej części badanego obszaru, notowana duża częstość odczucia gorąca i komfortu jest w pewnym stopniu konsekwencją mniejszej liczby dni pochmurnych i większej – dni pogodnych. Na przykład w sezonie letnim (czerwiec-sierpień) w Suwałkach (należących do grupy stacji północnych) stwierdzono około 28 dni pochmurnych i około 4 dni pogodnych, a w Ostrołęce (należącej do grupy stacji południowych) – około 22 dni pochmurnych i 9 dni pogodnych.

Poza tym na uwagę zasługuje fakt, że wydzielone grupy: stacji północnych i południowych potwierdzają południkowy kierunek zmian warunków klimatycznych w sezonie letnim.

W pracy przedstawiono ogólny charakter zmian warunków odczuwalnych dla godziny 13⁰⁰, w sezonie letnim, w tej części Polski. Skala badań jaką przyjęto w niniejszej pracy nie uwzględnia lokalnych właściwości środowiska: rodzaju podłoża, rzeźby terenu, rozmieszczenia szaty roślinnej, czy sąsiedztwa większych zbiorników wodnych (jezior) – co niewątpliwie przyczyniłoby się do znacznego zróżnicowania rozkładu przestrzennego wskaźników bioklimatycznych.

W celu ujawnienia tych lokalnych, specyficznych warunków bioklimatycznych bardzo pożądanymi byłyby szczegółowe badania polegające na:

- zwiększeniu liczby stacji reprezentujących poszczególne makroregiony,
- uwzględnieniu innych charakterystyk bioklimatycznych,
- rozszerzeniu badań na dwa pozostałe terminy klimatologiczne oraz na sezon zimowy.

7.2. Charakterystyka bioklimatu województwa suwalskiego w ciepłej porze roku

Autor Grażyna ROKOSZEWSKA

Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA

Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel i główne założenia pracy

Niniejsza praca ma na celu przedstawienie wyników badań nad odczuwalnością termiczną i parnością w warunkach klimatu pojeziernego. Dokonano w niej próby scharakteryzowania w obiektywny sposób środowiska atmosferycznego jako źródła przestrzennie i czasowo zróżnicowanych bodźców klimatycznych.

Zakresem badań objęto wschodnią część pojezierza mazurskiego - województwo suwalskie. Ze względu na brak kompletnych obserwacji klimatologicznych dla pięciu stacji położonych na tym terenie, warunki scharakteryzowano w oparciu o dane meteorologiczne dla dwóch miejscowości: Suwałki i Mikołajki. Dla Suwałk materiał statystyczny był jednorodny dla całego 10-lecia, natomiast ze stacji Mikołajki brak pomiarów w roku 1951. Podstawą opracowania były miesięczne wykazy spostrzeżeń meteorologicznych (temperatury powietrza, prężności pary wodnej, wilgotności względnej, prędkości wiatru) udostępnione przez IMGW za lata 1951-60. W celu dokładniejszego poznania przebiegu poszczególnych wskaźników klimatu odczuwalnego w ciągu doby wykorzystano dane meteorologiczne z trzech terminów obserwacyjnych o godzinie 7⁰⁰, 13⁰⁰, 21⁰⁰. Dało to możliwość wskazania pory dnia, w której następuje zachwianie równowagi środowiska termicznego.

Charakterystyka bioklimatyczna suwalszczyzny obejmuje siedem miesięcy kwiecień-październik. Okres ten nazwano ciepłą porą roku. Warunki odczuwalne w pozostałych miesiącach są, tematem innego opracowania.

Jako kryterium oceny bioklimatycznej przyjęto temperaturę efektywną (TE) wg Missenarda, temperaturę ekwiwalentną (Te), entalpię powietrza (i) oraz parności wg Scharlau. Zagadnienie powyższe rozpatrzono na przykładzie częstości występowania obliczonych wartości wskaźników bioklimatycznych w poszczególnych przedziałach termo-fizycznych skali odczuwalności, w oparciu o klasyfikację odczuwalności cieplnej dla Te i TE wg Baranowskiej i entalpii wg Brazola. Metodyka opracowania wskaźników bioklimatycznych została szerzej opisana w rozdziale 1-3. Sklasyfikowany w ten sposób materiał cyfrowy przedstawiono dla okresu 10 lat 1951-60 w tabelach, na wykresach i diagramach, dla każdej stacji osobno i celem analizy porównawczej dla obu stacji razem.

Analizę warunków biometeorologicznych przeprowadzono na podstawie temperatury efektywnej w skali M. Baranowskiej. Ukazano zmiany częstości poszczególnych odczuć termicznych w trzech porach dnia (7⁰⁰, 13⁰⁰, 21⁰⁰) na stacjach Mikołajki i Suwałki. Równocześnie wskazano na różnice w strukturze klimatu odczuwalnego tych miejscowości.

Ocenę bioklimatyczną przeprowadzono w oparciu o wskaźnik temperatury ekwiwalentnej, nie uwzględniając terminów obserwacyjnych i bez analizy przebiegu odczuć oddzielnie dla Mikołajek i Suwałk. Dokonano również porównania odczuwalności cieplnej wg Te z wynikami uzyskanymi według danych dla TE . Podobnie klimat odczuwalny scharakteryzowano wyznaczając entalpię powietrza w skali Brazola.

W dalszych dwóch rozdziałach II-2 i III-3 omówiono kształtowanie się stanów parności i kontrastowych zmian odczuć termicznych w poszczególnych terminach klimatologicznych dla Suwałk i Mikołajek.

Ze względu na pełny materiał obserwacyjny tylko z dwóch miejscowości nie można było przedstawić klimatu odczuwalnego całego tego terenu. Wyniki uzyskane ze stacji Suwałki i Mikołajki nie charakteryzują większego obszaru, ale mogą dać pewne wskazówki przy planowaniu rozwoju bazy turystycznej.

Ujemną stroną temperatury efektywnej jest ograniczenie jej odczuwalności tylko do dodatnich wartości oraz dość skomplikowana metoda interpolowania z diagramów lub obliczania z empirycznych wzorów. Mimo licznych wad wskaźnik ten znalazł z czasem dość duże zastosowanie w różnych zagadnieniach biometeorologii i klimatologii praktycznej. Wykazano bowiem ich ścisły związek nie tylko z odczuwalnością ciepłą człowieka, lecz również z wieloma czynnościami i reakcjami fizjologicznymi. Stwierdzono, że w wielu przypadkach temperatura efektywna jest lepszym biometeorologicznym wskaźnikiem niż mierzone instrumentalnie ochładzanie, które uwzględnia jedynie fizyczne reakcje martwego przyrządu.

Charakterystykę struktury klimatu odczuwalnego województwa suwalskiego dla siedmiu miesięcy cieplej pory roku dokonano w oparciu o wzór Missenarda, korzystając z tabel opracowanych przez IMGW.

$$TE = 37 - (37 - T) [0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s) zredukowana do wysokości 2 metrów (m/s).

Do wyznaczenia stref odczucia termicznego używa się w bioklimatologii najczęściej przedziałów opracowanych przez uczonych radzieckich (Marszak, Jakowienko) lub angielskich (Bedford).

W tej pracy zastosowano nowe polskie przedziały odczucia termicznego wg Baranowskiej (rys.1).

Temperatura efektywna nie może służyć jako syntetyczny i jedyny wskaźnik oceny makroklimatu z punktu widzenia jego wpływu na ustrój ludzki. Innymi wskaźnikami kompleksowymi stosowanymi przy ocenie warunków odczuwalnych są temperatura ekwiwalentna (Te) i entalpia (i) odzwierciedlające łączny wpływ temperatury i wilgotności powietrza.

Temperatura ekwiwalentna jest to taka temperatura, jaką przyjąłoby powietrze, gdyby cała zawarta w nim para wodna uległa kondensacji, a ciepło wyzwolone w tym procesie podwyższyłoby temperaturę początkową powietrza. Te jest zatem proporcjonalna do energii cieplnej zawartej w jednostce objętości powietrza.

Pojęcie temperatury ekwiwalentnej wprowadził do meteorologii 1898 roku W. Bezold. Określił on po raz pierwszy warunki termiczne powietrza nie tylko przy pomocy jego temperatury mierzonej suchym termometrem, lecz przy pomocy wielkości kompleksowej obejmującej również zawartość pary wodnej w powietrzu.

Istnieje kilka wzorów na wyliczenie temperatury ekwiwalentnej (Te). Różnice między nimi dotyczą sposobu obliczenia ekwiwalentnego przyrostu temperatury (ΔT):

$$Te = T + \Delta T$$

gdzie T – temperatura powietrza.

Wzór według Undta ma postać:

$$Te = T + \frac{mL}{C_p}$$

gdzie: m – stosunek zmieszania (stosunek masy pary wodnej do masy powietrza suchego zawartego w tej części objętości), L – ciepło parowania (kondensacji), C_p – ciepło właściwe suchego powietrza.

Na podstawie szczegółowych badań nad Te Robitzsch otrzymał wzór znacznie prostszy, lecz wystarczająco dokładny dla celów praktycznych

$$Te = T + \frac{1570}{p} e$$

gdzie: T – temperatura powietrza, e – ciśnienie pary wodnej, p – ciśnienie powietrza. Przy ciśnieniu stałym lub zbliżonym do 760 mm Hg wzory powyższe można uprościć wg Prötta $Te = T + 2e$ lub $Te = T + 2,5m$, m – stosunek zmieszania.

Entalpię (i , ilość energii cieplnej) oblicza się z wzoru Molliera po modyfikacji F. Bradkiego i W. Liesego:

$$i = 0,24T + \frac{0,622}{p - e} (0,46T + 0,595)e$$

gdzie p – ciśnienie powietrza równe przeciętnemu ciśnieniu atmosferycznemu 755 mm Hg, e – ciśnienie pary wodnej.

Entalpia jest to drugi kompleksowy wskaźnik stosowany przy ocenie warunków odczuwalnych odzwierciedlający łączny wpływ temperatury i wilgotności powietrza.

Z tych dwóch (i , Te) jakościowo jednakowych wielkości, entalpia ma tę wyższość, że w tych samych jednostkach [kcal/kg] określa zarówno całkowitą zawartość ciepłą powietrza, jak i wielkość metabolizmu przemiany materii. Entalpia ulega znacznie mniejszym wahaniom dobowym niż jej komponenty: temperatura i wilgotność powietrza, dlatego też uważana jest za najlepszy wskaźnik dla sporządzania bilansów cieplnych.

Opracowania skali odczuwalności opartej na entalpii powietrza dokonali W. Leistera, D. Brazol w 1954 roku. Jako wyjściowe dane służyły średnie miesięczne wartości temperatury (T °C) i ciśnienia pary wodnej.

Meteorologiczne pory roku w woj. suwalskim na przykładzie Suwałk i Mikołajek w latach 1951-1960 wg M. Stopy podano niżej:

	°C	Początek – liczba dni	
		Suwałki	Mikołajki
Przedwiośnie	$0 < T_{sr} < 5$	24 III – 21	20 III – 24
Wiosna	$5 \leq T_{sr} < 15$	14 IV – 55	13 IV – 55
Lato	$T_{sr} \geq 15$	8 VI – 78	7 VI – 82
Jesień	$5 \leq T_{sr} < 15$	25 VII – 61	28 VIII – 65
Przedzimie	$0 < T_{sr} < 5$	25 X – 34	1 XI – 38
Zima	$T_{sr} \leq 0$	28 XI – 116	9 XII – 101

Wilgotność powietrza, określana za pomocą wskaźnika prężności pary wodnej, wskazuje przebieg roczny zbliżony do przebiegu temperatury.

Charakterystyka bodźców klimatycznych w województwie suwalskim. Warunki odczucia termicznego według wskaźników bioklimatycznych Temperatura efektywna

Spośród przyjętych w niniejszej pracy wskaźników biometeorologicznych temperaturę efektywną uznaje się jako najbardziej przydatną do oceny odczucia termicznego. Ujmuje ona najszerszy zespół czynników meteorologicznych biorących udział w kształtowaniu gospodarki cieplnej organizmu ludzkiego. Temperatura efektywna jako funkcja trzech elementów: temperatury, wilgotności i prędkości wiatru, jest wielkością uzależnioną od warunków pogodowych kształtujących się nad danym terenem.

W rozdziale dokonano szczegółowego omówienia bioklimatu województwa suwalskiego w każdym terminie klimatologicznym, z uwzględnieniem warunków odczuwalnych na stacjach Suwaki i Mikołajki.

I termin klimatologiczny. Udziałem komfortu miejscowość Mikołajki przeważa w ciągu całej cieplej pory roku nad drugą badaną stacją. Największa różnica – 9% występuje we wrześniu i październiku, najmniejsza natomiast w czerwcu – 1%. W obu miejscowościach stopniowy wzrost częstości optymalnych warunków dla organizmu człowieka trwa do lipca. Lipiec wg *TE* jest w I terminie klimatologicznym najbardziej komfortowym okresem.

II termin klimatologiczny. Warunki komfortu – najkorzystniejsze dla organizmu ludzkiego liczniej reprezentowane są, w latach 1951-60 na stacji Mikołajki – 28, 6%, niż w Suwałkach – 24,4%. Udział komfortu w Mikołajkach wzrasta ku końcowi cieplej pory roku osiągając w sierpniu maksymalnie – 34% a w październiku – 32%. Znacznie mniejsze o około 10% wartości w tym okresie wykazuje stacja Suwałki. Rekompensuje ona te straty w początkowych miesiącach badanego okresu z maksimum odczucia komfortu w maju – 29, 7%. Tak więc warunki optymalne częściej są odczuwalne w początkowym okresie cieplej pory roku na stacji Suwałki, natomiast na stacji Mikołajki w ostatnich miesiącach.

W wieloleciu 1951-1960 o godzinie 13.00 na odczucia gorąca, ciepła, chłodu i zimna, które ograniczają pełną sprawność organizmu człowieka przypada w Suwałkach – 75%, w Mikołajkach – 71%.

Spośród warunków dyskomfortu w Mikołajkach najliczniej reprezentowane jest odczucie gorąca i ciepła po 20% z maksimum obu odczuć w lipcu. W Suwałkach na warunki grożące przegrzaniem organizmu przypada łącznie 35%, przy mniejszym udziale ciepła. Odczucie to w miesiącach letnich w Suwałkach układa się odmiennie niż w Mikołajkach. Przebieg ciepła wykazuje dwa maksima w czerwcu i w lipcu.

Maksimum warunków gorąca i ciepła na stacji Mikołajki w lipcu spowodowało spadek do minimum w tym miesiącu odczucia chłodu i zimna. Odczucia te na stacji Suwałki również wykazują minimum w lipcu, ale przy wyższych niż w Mikołajkach wartościach. Łącznie odczucia chłodu i zimna w Suwałkach dają 45%. W Suwałkach odczucie chłodu utrzymuje się na jednakowym poziomie 16% w miesiącach od maja do sierpnia. Tak wysokie częstości tego odczucia spowodowane są małym udziałem w tym okresie odczucia ciepła, szczególnie w lipcu. Koniec cieplej pory roku charakteryzuje się procentowym zwiększeniem warunków chłodu w październiku do 46% w Suwałkach i 34% w Mikołajkach, które to wartości są, maksymalnymi w badanym okresie. Tak więc początek cieplej pory roku jest znacznie łagodniejszy – różnica w stosunku do kwietnia wynosi w Mikołajkach – 11%, w Suwałkach – 20%.

Analiza warunków dyskomfortu i komfortu na podstawie diagramów umożliwiła ocenę procentowego udziału jednego odczucia kosztem drugiego, co z kolei znajduje odzwierciedlenie w częstości występowania danych warunków termicznych.

W chłodnym okresie ciepłej pory roku w terminie południowym na stacjach Suwałki i Mikołajki dominują warunki odczuwane jako chłodno i zimno. W początkowym okresie udział ich jest mniejszy niż w końcowym. Przy czym, Suwałki mają większy procentowy udział tych odczuć zarówno w kwietniu, jak i w październiku, w porównaniu z Mikołajkami. Wzrost do 46% częstości chłodu w październiku w Suwałkach odbywa się kosztem udziału komfortu. Korzystniejsze warunki istnieją na tej stacji w pierwszych miesiącach badanego okresu. W Mikołajkach w każdym miesiącu ciepłej pory roku poziom komfortu utrzymuje się powyżej 20%, osiągając w sierpniu i październiku wartości powyżej 30%. Nagły wzrost komfortu w październiku spowodowany jest zmniejszeniem częstości odczucia chłodu.

Warunki termiczne odczuwane jako ciepło i gorąco przeważają głównie w miesiącach letnich z maksimum na obu stacjach w lipcu. W kierunku miesięcy chłodniejszych udział tych odczuć zmniejsza się, z wyraźnie mniejszym ich udziałem w okresie końcowym ciepłej pory roku.

Częstość wrażeń termicznych według temperatury efektywnej w II terminie w dziesięcioleciu 1951-60 przedstawia się następująco:

		gorąco	ciepło	komfort	chłodno	zimno
Suwałki	%	18,6	16,5	24,4	24,9	15,6
Mikołajki	%	20,3	20,7	28,6	20,0	10,4

W Mikołajkach o godzinie 13⁰⁰ – komfort, w Suwałkach – chłód są najliczniej reprezentowane spośród pięciu odczuć przyjętych do oceny warunków bioklimatycznych.

Sąsiedztwo lasu i ochładzający wpływ zbiornika wodnego w południe powodują złagodzenie odczucia gorąca na korzyść komfortu. Widoczne jest to w przebiegu odczuć w II terminie klimatologicznym na stacji Mikołajki – warunki dyskomfortowe w zakresie gorąca, ciepła i chłodu dla całego 10-lecia wynoszą po 20%, natomiast stan optymalny – 28,6%.

Stacja Suwałki położona w pewnym oddaleniu od zbiornika wodnego nie posiada w pobliżu naturalnej zapory od wiatru, jak jest las. W południe, gdy prędkości wiatru są najwyższe spośród dziennych obserwacji udział chłodu przeważa nad pozostałymi odczuciami. Mikołajki w II terminie klimatologicznym są stacją „cieplejszą” i bardziej „komfortową” niż Suwałki.

Temperatura ekwiwalentna

Temperatura ekwiwalentna jest wskaźnikiem bioklimatycznym opierającym się na danych temperatury i wilgotności powietrza. Częstość występowania poszczególnych odczuć termicznych są nieco inne niż w przypadku temperatury efektywnej. Różnica ta spowodowana jest uwzględnieniem prędkości wiatru we wzorze temperatury efektywnej.

Klimat odczuwalny województwa suwalskiego w ciepłej porze roku (IV-X), badany na podstawie oddziaływania temperatury powietrza i jego wilgotności, scharakteryzowano w trzech terminach obserwacyjnych. Jednocześnie porównano częstość występowania wrażeń termicznych wg T_e z odczuciami wg wskaźnika TE będącego funkcją trzech elementów – temperatury, wilgotności i ruchu powietrza.

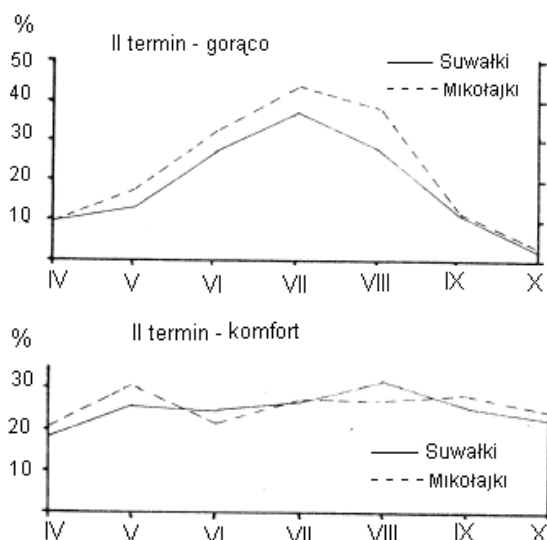
Stany termiczne odczuwane jako gorąco i ciepło występują w Suwałkach i Mikołajkach przez cały badany okres, jednakże w skrajnych miesiącach udział ich jest znikomy i rośnie w kierunku lata osiągając najwyższe wartości w czerwcu, lipcu i sierpniu.

Odmienne przebieg niż przedstawione wyżej stany termiczne ma wykres chłodu i zimna. Odczucia te przeważają nad warunkami grożącymi przegrzaniem w kwietniu i w maju oraz od września do końca ciepłej pory roku. Minimum natomiast notowane jest w miesiącach letnich. Stosunkowo wysoki udział chłodu w lecie przyczynia się do zmniejszenia wówczas odczucia ciepła.

Kształtowanie się częstości komfortu wykazuje uzależnienie częstości występowania innych stanów termicznych. Na początku i na końcu analizowanego okresu wobec bardzo licznych przypadków zimna i chłodu – komfort ogranicza się do kilkunastu procent. W ciągu trzech miesięcy letnich, gdy zmniejsza się udział zimna częstość optymalnych warunków wzrasta. Sezon dominacji najkorzystniejszych dla organizmu ludzkiego warunków trwa przez lipiec i sierpień.

Obraz klimatu odczuwalnego przedstawiony częstością występowania wrażeń termicznych według temperatury ekwiwalentnej nie odbiega zasadniczo od przebiegu analogicznych odczuć według temperatury efektywnej. Różnica polega na większym procentowym udziale warunków grożących przegrzaniem według temperatury ekwiwalentnej i należy ją upatrywać we wpływie ruchu powietrza, którego wielkość jest włączona do wskaźnika TE . Wiatr w porze lata (VI, VII, VIII) szczególnie oddziałuje na subiektywne wrażenia termiczne. Przy temperaturach powietrza do 36°C daje on uczucie ochłodzenia. Różnice w częstości występowania poszczególnych stanów termicznych uzyskanych używanymi w pracy wskaźnikami nie są duże. Poniżej przedstawiono procentowy udział odczuć wg TE , Te , obliczony łącznie dla Suwałk i Mikołajek z trzech terminów wielolecia 1951-1960 w ciepłej porze roku.

Przykładowo podano częstość występowania odczucia „gorąco” i „komfort” w Suwałkach i Mikołajkach w II terminie pomiarów (rys. 1)



Rys.1. Częstość warunków odczuwalnych w Suwałkach i Mikołajkach w miesiącach IV-X wg temperatury ekwiwalentnej (Te) w skali M. Baranowskiej

Poniżej przedstawiono procentowy udział (%) odczuć wg TE , Te , obliczony łącznie dla Suwałk i Mikołajek z trzech terminów wielolecia 1951-1960 w ciepłej porze roku.

	<i>TE</i>	<i>Te</i>
gorąco	10,2	12,8
ciepło	14,7	14,5
komfort	25,5	24,3
chłodno	26,8	25,2
zimno	22,8	23,2

Entalpia powietrza

Entalpia powietrza jako wskaźnik bioklimatyczny opiera się również na temperaturze i wilgotności powietrza. Dokonano oceny klimatu odczuwalnego województwa suwalskiego tym wskaźnikiem oraz porównanie wyników uzyskanych według temperatury efektywnej. Skala odczuwalności cieplnej dla entalpii opracowana przez Brazola jest ośmiostopniowa. Konieczne jest zredukowanie odczuć termicznych dla entalpii powietrza tak, aby odpowiadały one skali M. Baranowskiej.

wg M. Baranowskiej		wg Brazola
gorąco	—————	gorąco
ciepło	—————	przyjemnie ciepło
komfort	—————	komfort
		przyjemnie chłodno
chłod	—————	chłodno
		umiarkowanie zimno
		zimno
zimno	—————	mroźnie

Według entalpii (skala Brazola) warunki odczuwalne przedstawione w świetle danych za lata 1951-1960 dla siedmiu miesięcy (IV-X) na stacjach Suwałki i Mikołajki wahają się od mroźnych do gorących obejmując zarówno strefy klimatów hipotermicznych, jak optymalnych.

W klimacie odczuwalnym województwa suwalskiego czerwiec, lipiec i sierpień wyróżniają się spośród pozostałych miesięcy cieplej pory roku największym procentowym udziałem komfortu, przyjemnego ciepła i gorąca. Powoduje to zredukowanie do zera odczuć mroźnie, zimno, umiarkowanie zimno. Odmienna sytuacja istnieje w kwietniu, maju oraz we wrześniu i październiku, gdy dominującymi są odczucia hipotermicznych. Spośród tych niekorzystnych dla żywego organizmu stanów termicznych najliczniej reprezentowane w latach 1951 -1960 jest w obu miejscowościach umiarkowane zimno. Odczucie to, podobnie jak chłód występuje przez całą ciepłą porę roku, natomiast zimno i mroźnie ograniczają się do miesięcy skrajnych. Optimum klimatyczne zawarte wg Brazola w wartościach 7,5-11 kcal/kg najliczniej pojawiało się w czerwcu, lipcu i sierpniu.

Analizowaną ciepłą porę roku rozpoczyna i kończy większy procent udział poszczególnych odczuć według temperatury efektywnej. Dotyczy to zarówno stanów termicznych dyskomfortu, jak i komfortu np.: gorąco i przyjemnie ciepło pojawiają się w I i III termicznie w maju, podczas gdy gorąco i ciepło według temperatury efektywnej już w kwietniu osiągają wartości kilku procent. Przebieg odczuć w skali Baranowskiej jest bardziej wyrównany, w entalpii powietrza wyraźniej zaakceptowane są wartości maksymalne i minimalne. Różnice te możemy tłumaczyć podobnymi przyczynami jak w przypadku temperatury ekwiwalentnej. Oba wskaźniki *Te* i entalpia (*i*) są funkcją temperatury i wilgotności, więc wpływ na odmienne niż wg *TE* kształtowanie się warunków odczuwalnych należy tłumaczyć wpływem wiatru.

Bodźcowość klimatu

Oceny bioklimatycznej województwa suwalskiego dokonano przy pomocy pięciostopniowej skali odczucia gorąco, ciepło, komfort, chłodno, zimno. Te subiektywne wrażenia termiczne układają się w zależności od zmienności typów pogody. Następowanie po sobie dni z tym samym odczuciem lub umiarkowana zmienność warunków odczuwalnych – nie więcej niż o jeden stopień np. gorąco-ciepło, chłodno-zimno, itd. nieznacznie wpływa na organizm człowieka. Warunki meteorologiczne stają się bodźcowe jeżeli w kolejnych dniach nastąpi odczucie wrażenia termicznego różniącego się o więcej niż jeden stopień odczucia w porównaniu z dniem poprzednim. Możliwe są następujące kombinacje: gorąco-komfort, gorąco-chłód, gorąco-zimno, ciepło-chłód, ciepło-zimno, komfort-zimno i odwrotnie – razem 12 kombinacji.

Układające się w ten sposób odczucia termiczne niekorzystnie odbijają się na układzie termoregulacyjnym człowieka. Każda zmiana klimatu stanowi dla ustroju zawsze pewien bodziec i prowadzi do zachwiania równowagi cieplnej organizmu.

Bodźce termiczne uwarunkowane licznym wpływem temperatury, wilgotności powietrza, prędkości wiatru i promieniowania, oddziałują na receptory zmysłowe człowieka przez skórę. Ciągłe zmiany subiektywnych wrażeń cieplnych wymagają od organizmu dodatkowej pracy, co powoduje równocześnie zmniejszenie jego odporności, a w konsekwencji może prowadzić do zmian chorobowych.

W celu pełniejszej oceny warunków bioklimatycznych województwa suwalskiego przeanalizowano bodźcowość klimatu stacji Suwałki i Mikołajki. Jako kryteria tej oceny wykorzystano analizę częstości występowania kontrastowych zmian odczuć termicznych dla temperatury ekwiwalentnej.

II termin klimatologiczny. Zmiany kontrastowych warunków odczuwalnych w II terminie obserwacyjnym w ciągu całego dziesięciolecia częściej były notowane w Mikołajkach – 13,2%. Wyraźnie duży procent dni bodźcowych na obu stacjach widoczny jest w pierwszej połowie badanej pory ciepłej (IV, V, VI) i w lipcu w Suwałkach. Obie stacje osiągają w tym okresie maksimum częstości kontrastowych zmian odczuć termicznych – Suwałki w lipcu, Mikołajki w maju. Pozostałe miesiące (VIII, IX, X i VII) w Mikołajkach tworzą sezon o znacznie mniejszej liczbie dni z gwałtownymi zmianami odczuć. Charakterystyczny jest lipiec, w którym to miesiącu Suwałki osiągają maksimum, a Mikołajki minimum warunków bodźcowych. Dane z II terminu obserwacyjnego wskazują, że dla badanych stacji najkorzystniejszym okresem jest więc druga połowa ciepłej pory roku. Największą liczbę przypadków zmian kontrastowych zanotowano w 1953 r. w Suwałkach – 40, w 1956 r. w Mikołajkach – 37.

Warunki odczucia parności

Scharakteryzowano także uciążliwe stany powietrza, ważne z punktu widzenia wymiany ciepła i pary wodnej z organizmu do otoczenia.

Dla scharakteryzowania miesięcy ciepłej pory roku (IV – X), obliczono częstość dni gorących, czyli dni z maksymalną temperaturą, temperatur powietrza $t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$, dni upalnych $t_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ oraz częstość dni parnych, czyli wg Scharlau'a – dni o ciśnieniu pary wodnej $e \geq 18,8$ hPa lub $e \geq 14$, 1 mm Hg. Poza tym obliczono częstość dni gorących – parnych, upalnych – parnych tj. dni odpowiadających równocześnie w/w kryteriom. M. Baranowska podaje następującą zasadę stopniowania uciążliwości stanów powietrza:

- dni parne z temperaturą $< 25^{\circ}\text{C}$ – lekko uciążliwe,

- dni parne z temperaturą $\geq 25^{\circ}\text{C}$ – uciążliwe,
- dni parne z temperaturą $\geq 30^{\circ}\text{C}$ – bardzo uciążliwe.

Wyniki przedstawiono w postaci tabelarycznej dla trzech terminów klimatologicznych na stacjach Mikołajki i Suwałki.

I termin klimatologiczny. Dni parne występowały w Mikołajkach i Suwałkach w wieloletnim 1951-60 w I terminie obserwacyjnym między majem a wrześniem. W maju dzień parny zanotowano na obu stacjach tylko raz – w 1958 r. W czerwcu parność występuje już częściej. Wyższą średnią miesięczną dla tego miesiąca spotyka się w Mikołajkach – 5,6%. Maksyma roczne na analizowanych stacjach przypadają na lipiec Suwałki – 12,6%, Mikołajki – 15,4%. Sierpień jest również miesiącem o wysokiej parności szczególnie w Mikołajkach – 8,6%. Częstość dni parnych jest w tym okresie w Suwałkach dwa razy niższa. We wrześniu w I terminie klimatologicznym występują tylko pojedyncze dni z prężnością pary wodnej $\geq 14,1$ mm Hg. W całym badanym sezonie (IV-X) najwięcej przypadków parności na obu stacjach zaobserwowano w 1959 r. W terminie porannym stacją bardziej parną są Mikołajki – 4,4% ogólnej liczby dni parnych.

W Mikołajkach podczas porannych pomiarów w latach 1951-60 nigdy nie zanotowano temperatury $\geq 25^{\circ}\text{C}$ i $\geq 30^{\circ}\text{C}$, Suwałki miały tylko po jednym przypadku dni gorących w czerwcu i lipcu, nie były to jednak dni ze stanami parności.

II termin klimatologiczny. Okresy parności w II terminie klimatologicznym panowały w Mikołajkach przez sześć miesięcy od maja do października, w Suwałkach natomiast tylko między czerwcem a wrześniem. Dni parne, które pojawiły się w maju w Mikołajkach dały 2,1% ogólnej liczby dni. Lipiec jest na obu stacjach miesiącem o najwyższym procentowym udziale parności w Mikołajkach – 21,9%, w Suwałkach – 13,2%. Najmniejszą częstość dni parnych mają Suwałki we wrześniu – 1%. Mikołajki natomiast w październiku (1 dzień) i we wrześniu – 1,9% (5 dni). W sierpniu procent występowania dni z prężnością pary wodnej 14,1 mm Hg w Mikołajkach jest dwa razy wyższy niż w Suwałkach (6,8%). Na stacji Mikołajki w całym sezonie (IV-X) w II terminie jest najwyższa częstość odczucia warunków parności.

Dni o maksymalnej temperaturze powietrza $t \geq 25^{\circ}\text{C}$ pojawiły się na obu stacjach w maju i zanikły we wrześniu. W opracowywanym 10-leciu wyższy ich procentowy udział mają Suwałki – 8,3%. Najbardziej „gorącym” miesiącem na tej stacji jest sierpień – 19,7%. W Mikołajkach dni gorące stanowią w analizowanych latach 6,3%. Maksimum częstości notowań temperatury $\geq 25^{\circ}\text{C}$ przypada tu na lipiec. Pierwszy i ostatni miesiąc występowania dni gorących na obu stacjach charakteryzuje się najmniejszym ich udziałem. W terminie południowym termometr suchy wskazywał również temperaturę $\geq 30^{\circ}\text{C}$. W Mikołajkach zjawisko to miało miejsce w ciągu trzech miesięcy – czerwiec, lipiec, sierpień z maksimum 1,1% w lipcu. W Suwałkach występowanie dni upalnych ogranicza się tylko do lipca i sierpnia, jednak procentowy ich udział w całym 10-leciu jest o 0,2% wyższy niż w Mikołajkach (0,3%).

W II terminie klimatologicznym zanotowano kilkanaście przypadków występowania łącznie warunków parności i $t_{\text{max}} \geq 25^{\circ}$. Liczba dni gorących - parnych jest większa dla Mikołajek – 24 w całym 10-leciu. Pierwszym miesiącem, w którym się one pojawiły był maj, ostatnim wrzesień. Na stacji tej przynajmniej raz w roku panowały warunki uciążliwe. Najczęściej występowały one w lipcu. W tym też miesiącu notuje się ich maksymalną liczbę – 4 (1959 r.), drugie takie maksimum było w sierpniu w 1954 r. W pozostałych miesiącach dni gorące - parne ograniczają się do pojedynczych przypadków.

W Suwałkach stany uciążliwe dla człowieka wystąpiły 18 razy i pojawiły się w czerwcu, lipcu, sierpniu, wrześniu. Najwięcej zanotowano ich w lipcu – podobnie jak w Mikołajkach. W ciągu roku w miesiącu tym warunki uciążliwe powtarzały się maksymalnie dwa razy. W Suwałkach w niektórych latach dni parne - gorące w ogóle nie występowały. Na stacji Mikołajki połączenie warunków parnych z temperaturą 30°C w latach 1951-60 nastąpiły 2 razy, w Suwałkach tylko raz i w obu miejscowościach w 1959 r.

III termin klimatologiczny. III terminie klimatycznym najwcześniejszym miesiącem pojawienia się warunków parności był na obu stacjach maj. Był to jednocześnie miesiąc o minimalnej częstotliwości tego odczucia – 1 dzień w Mikołajkach, 2 dni – w Suwałkach. Podobnie nieliczne przypadki parności notowano we wrześniu. Najwięcej dni parnych w analizowanym 10-leciu o godz. 21

Cechy osobliwe bioklimatu województwa suwalskiego

Na końcu podsumowano badania nad klimatem odczuwalnym Suwalszczyzny opracowane na podstawie: wskaźników biometeorologicznych – temperatury efektywnej, temperatury ekwiwalentnej, entalpii powietrza oraz parności i bodźcowości. Przeprowadzona analiza umożliwia wybór optymalnego sezonu dla organizmu wrażliwego na bodźce meteorologiczne.

Bioklimat województwa suwalskiego opracowano w oparciu o dane z lat 1951 -60. Układ pogody w tym dziesięcioleciu pozwolił na podanie pewnych cech klimatu tego regionu, na wskazanie bodźców środowiska atmosferycznego działających na ustrój człowieka, których nasilenie zmienia się ze zmianami pogodowymi. Zmienność procesów, zjawisk i wahań czynników kształtujących pogodę są, w poważnym stopniu uzależnione od warunków geograficznych oraz pory dnia i roku. W skali wieloletniej dla każdego obszaru typowy jest określony rytm pogody. Organizm człowieka odbiera równocześnie działanie wszystkich elementów meteorologicznych, które powodują różne reakcje w jego ustroju.

Na podstawie pomiarów z trzech terminów obserwacyjnych o godzinie 7⁰⁰, 13⁰⁰ i 21⁰⁰ możemy prześledzić częstość występowania stanów termicznych, które M. Baranowska określa: zimno, chłodno, komfort, ciepło, gorąco.

Krzywe częstości poszczególnych odczuć termicznych wykreślone na podstawie danych dla terminów porannych i wieczornych wykazują duże podobieństwo. Dominującymi o godzinie 7⁰⁰ i 21⁰⁰ odczuciami są zimno i chłód. Ich natężenie zmienia się w poszczególnych miesiącach. Najliczniej warunki przechłodzenia reprezentowane są w kwietniu i październiku. W czerwcu, lipcu i sierpniu mimo spadku udziału zimna, chłód utrzymuje się nadal na wysokim poziomie ok. 30%. Warunki takie powodują zachwianie równowagi cieplnej ustroju. Duży procent dyskomfortu w zakresie zimna i chłodu w porze porannej i wieczornej spowodowany jest niskimi wielkościami mierzonych wówczas elementów meteorologicznych. Nocne wypromieniowanie długofalowe Ziemi, przy jednoczesnym braku dopływu promieniowania słonecznego sprzyja wychłodzeniu powierzchni gruntu, powodując równocześnie wystąpienie minimum temperatury powietrza. W godzinach wieczornych utrata promieniowania przeważa nad jego dopływem i temperatura spada. Wilgotność powietrza limitowana przez temperaturę wykazuje podobny przebieg. Obie te wielkości wpływają na częstszy, w I i III terminie klimatologicznym, odbiór wrażeń termicznych grożących przechłodzeniem. Wobec takiego układu warunków atmosferycznych udział gorąca i ciepła jest ograniczony. Nieliczne przypadki tych odczuć występują w pierwszym i ostatnim miesiącu cieplej pory roku. W okresie lata (VI, VIII, VIII) następuje wzrost ich częstości.

Komfort jest trzecią wielkością po chłodzie i zimnie najliczniej reprezentowaną w województwie suwalskim w I i III terminie. Warunki, w których utrzymuje się odpowiedni bilans cieplny stroju najkorzystniej układają się w lipcu.

Ogólnoustrojowe działanie czynników środowiskowych układu się nieco inaczej w południe o godzinie 13.00. W porównaniu z pozostałymi terminami klimatologicznymi, ta pora dnia jest „cieplejsza” i bardziej „komfortowa”. Rozpogodzenia w ciągu dnia umożliwiają dopływ do powierzchni gruntu promieniowania słonecznego bezpośredniego i rozproszonego. W godzinach południowych dopływ promieniowania zaczyna przeważać nad jego utratą. Równoczesny wzrost temperatury i wilgotności powietrza sprzyja dobremu samopoczuciu i prawidłowej sprawności psychofizycznej. Komfort termiczny według danych z II terminu klimatologicznego utrzymuje się przez siedem badanych miesięcy na równym poziomie ok. 30%.

Istnieje podobieństwo częstości występowania poszczególnych odczuć termicznych pomiędzy terminem porannym i wieczornym, z nieznaczną przewagą, warunków przegrzania o godzinie 21.00. Zasadnicza różnica ujawnia się przy analizie kontrastowych zmian warunków odczuwalnych. Ustabilizowane warunki odczuwalne panują w I terminie klimatologicznym. W godzinach południowych i wieczornych wzrasta się działanie bodźców środowiskowych, powodując zachwianie równowagi cieplnej stroju. Parność – stan uciążliwy dla człowieka najliczniej występuje o godzinie 13.00. Duża wilgotność powietrza połączona nawet z niewielkim wzrostem temperatury w tej porze dnia, może wywołać głębokie zmiany czynnościowe w organizmie.

Najczęściej występującym na terenie województwa suwalskiego, w ciepłej porze roku, odczuciem termicznym jest komfort. Optymalne warunki klimatyczne przeważają w drugiej połowie analizowanego sezonu. Mimo wysokiego w lipcu udziału gorąca,

w sierpniu ciepła w miesiącach tych komfort uzyskuje maksymalne wartości. Wzrost częstości warunków optymalnych oraz grożących przegrzaniem w okresie lata (VI, VII, VIII) związany jest z długością dnia. Trwa on na 54° szerokości geograficznej północnej od 17 godzin 04 minut dnia 23 VI do 12 godzin 08 minut dnia 23 IX. Powoduje to uprzywilejowanie lata pod względem dopływu promieniowania i równocześnie wyższej temperatury i wilgotności powietrza, a upośledzenie pozostałych miesięcy. W kwietniu i we wrześniu występują, szczególnie wysokie wartości dyskomfortu w zakresie zimna. Niekorzystnym w klimacie odczuwalnym województwa jest duża, jak na miesiące letnie (VI, VII, VIII), częstość odczucia przechłodzenia. Organizm żywy jest zmuszony wówczas do nadrabiania strat w gospodarce cieplnej stroju powstałych w wyniku obniżonej temperatury powietrza.

Ochłodzenia w okresie lata na ogół są związane z szybkim przemieszczaniem się cyklonów z sektora północnego. Zaznaczają się one szczególnie po przejściu frontu chłodnego, kiedy to często następuje napływ mas powietrza z północy. Nagłe pojawienie się obniżonej temperatury powoduje napięcie i obciążenie mechanizmów termoregulacji.

Klimat województwa suwalskiego cechuje na ogół stałość następujących po sobie wrażeń termicznych. Najbardziej bodźcowymi są maj i czerwiec. W czerwcu częstość kontrastowych zmian warunków odczuwalnych jest najwyższa, nie tylko pod względem następowania po sobie dni różniących się dwoma stopniami odczucia termicznego, ale trzema i czterema np.: gorąco - zimno.

Bodźcowość klimatu związana jest z przemieszczaniem się nad danym obszarem kontrastowych mas powietrza tzn. różniących się cieniem atmosferycznym, temperatur i wilgotnością powietrza.

Województwo suwalskie znajduje się pod wpływem różnych mas powietrza, których udział zależy jest od pory roku. Dane z lat 1956-1965 dla Suwałk wskazują na przewagę adwekcji mas powietrza polarno -morskiego (Pm), następnie polarnokontynentalnego (Pk), arktycznego (A) i niewielki procent zwrotnikowego (Z).

W ciągu pierwszych trzech miesięcy (IV, V, VI) analizowanej ciepłej pory roku nie ujawnia się dominujący wpływ jednej masy powietrza np.: w kwietniu w latach 1956-1965 powietrze Pm stanowiło 38%, Pk – 33%, A – 22%, Z – 6%. Podobna sytuacja kształtuje się w dwóch następnych miesiącach, przy jednak zwiększonym udziale powietrza polarno-morskiego kosztem arktycznego i zwrotnikowego. Różnorodność przesuwałających się mas powietrza powoduje częste kontrasty termiczne i wilgotnościowe. Na pierwszą połowę badanej pory roku najliczniej przypadają dni o odmiennych odczuciach termicznych. Jesienią (IX, X) Polska wchodzi w sferę wpływów kontynentalnego wschodu, w sferę ciepłych wiatrów południowo-wschodnich, dlatego we wrześniu notowana jest tendencja do pogody bezdeszczowej i cieplej.

Na terenie województwa suwalskiego w lipcu przeważa adwekcja mas powietrza polarno-morskiego i tendencja ta utrzymuje się przez trzy następne miesiące. Wobec ograniczonej liczby dni z powietrzem arktycznym i zwrotnikowym przemieszczające się masy powietrza w drugiej połowie ciepłej pory roku nie powodują dużych kontrastów termicznych. Konsekwencją takiego układu są ustabilizowane warunki w województwie suwalskim od sierpnia do października.

Wysoki procent dni bodźcowych na wiosnę i zakłócenia równowagi termicznej na jesieni najczęściej związane są, z powietrzem zwrotnikowym. Czas przebywania tego typu masy powietrznej nad województwem suwalskim jest zawsze bardzo krótki, z reguły nie przekracza doby, ale adwekcje te wywołują przeważnie wyraźne skoki temperatury.

Województwo suwalskie pozostaje pod wpływem ośrodków obniżonego lub podwyższonego ciśnienia i przemieszczających się wraz z nimi frontów atmosferycznych. W okresach pogody niżowej warunki biometeorologiczne kształtują się niekorzystnie. Wahania ciśnienia, całkowite zachmurzenie i opady, oraz porywistość wiatru, szczególnie w strefach frontowych, mogą przyczyniać się do wyzwalania objawów drażliwości, zakłócenia snu, wzrostu wrażliwości na bóle i osłabienia zdolności koncentracji.

Korzystniejsze dla naszego samopoczucia sytuacja biometeorologiczna związana jest z kłinem wyżowym. Mniejsza wilgotność powietrza, przejaśnienia i roz pogodzenia, a więc dłuższe okresy słonecznej pogody w zasięgu wyżu, wpływają tonizująco na układ nerwowy, przyczyniają się do ożywienia reakcji psychicznych, poprawy nastroju i samopoczucia.

Znaczna liczba zbiorników wodnych zapewnia tej okolicy dużą wilgotność powietrza. W pierwszych miesiącach ciepłej pory roku powietrze jest suchsze, gdy pozostały z zimy zapas pary jest niewielki i obszary wodne nagrzewają się powoli. Dominujące u nas masy powietrza polarno-morskiego z opóźnieniem uzupełniają swoje zasoby wilgoci, co sprawia, że prężność pary w powietrzu w tej porze roku pozostaje niska. Konsekwencją tych procesów jest minimalne prawdopodobieństwo wystąpienia warunków parności. Intensywny wzrost prężności rozpoczyna się w maju i trwa do lipca, kiedy wartości osiągają 15-16 mm Hg, po czym następuje systematyczny spadek. Wysoka w porze lata temperatura podwyższa wartości prężności pary wodnej. Dołącza się do tego wzmożony proces parowania z nagranych powierzchni wodnych. Nałożenie się warunków parności i temperatury maksymalnej $\geq 25^{\circ}\text{C}$ powoduje wystąpienie uciążliwych stanów parnych – najczęściej w lipcu i sierpniu. Są to miesiące niekorzystne szczególnie dla osób chorych na serce i cierpiących na chorobę nadciśnieniową.

Województwo suwalskie charakteryzuje udział parności w zakresie wartości granicznej, natomiast uciążliwość stanów parnych jest stosunkowo niewielka.

Wyniki pracy wskazują na istnienie wyraźnych różnic lokalnych w obrębie klimatu odczuwalnego analizowanych miejscowości. Charakter okolicy ma poważne znaczenie dla jej klimatu – składa się na to min. rzeźba terenu, stan zalesienia, ilość wód i wzniesienie n.p.m.

Stacja Mikołajki położona jest w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich wśród licznych zbiorników wodnych i kompleksów leśnych. Wyniki uzyskane z tej stacji są, więc reprezentatywne dla obszarów o podobnych warunkach geograficznych.

W wyniku analizy materiałów tabelarycznych i graficznych dla okresu wielolecia 1951-60 stwierdzić można, że klimat odczuwalny Mikołajek, jest w porównaniu z klimatem odczuwalnym Suwałk, w sensie stopni odczucia termicznego bardziej komfortowym, bodźcowym i parnym.

W poniższej tabeli przedstawiono procentowy udział poszczególnych odczuć termicznych, ich zmian kontrastowych (wg *TE*) oraz warunków parności dla Mikołajek i Suwałk w badanym dziesięcioleciu.

	Mikołajki	Suwałki
gorąco	11,4	9,1
ciepło	16,4	13,4
komfort	27,8	23,7
chłodno	25,6	27,7
zimno	18,7	26,1
parność	5,5	3,4
bodźcowość	11,1	9,7

Klimat woj. suwalskiego jest zaliczany według wcześniejszych opracowań do klimatu nizinno-leśnego. Cechuje go zmniejszenie wahań temperatury i wilgotności powietrza w przebiegu dobowym i rocznym, osłabienie prędkości wiatru i ograniczenie przenikania promieniowania słonecznego przez zieleń, co w sumie stanowi o mniejszym nasileniu bodźców termicznych i fotochemicznych. Duże zespoły zieleni wpływają na złagodzenie bodźców klimatycznych. Na terenie woj. suwalskiego istnieją szczególnie korzystne warunki do wszystkich niemal zabiegów klimatoterapeutycznych – kąpeli powietrznych, słonecznych i wodnych. Zaplecze leśne jezior jest nie tylko cennym walorem krajobrazowym, lecz również bioklimatycznym.

W opracowaniu omówiono zróżnicowania warunków klimatycznych Suwalszczyzny w cieplej porze roku z punktu widzenia ich biologicznego oddziaływania. Wnioski co do wskazań i przeciwwskazań w zakresie miejsca i czasu pobytów leczniczych i wypoczynkowych należą do lekarzy. Zagospodarowanie turystyczne tego regionu geograficznego, budowa ośrodków leczniczo-wypoczynkowych, powinno być planowe, zorganizowane i racjonalne, tak aby nie doprowadzić do dewastacji tego cennego zakątka kraju.

7.3. Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990

Autor: Maciej OKRASA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy i główne założenia pracy

Mazury są, podobnie jak morze Bałtyckie i góry, najpopularniejszym rejonem turystycznym w Polsce. Wspaniałe krajobrazy, niepowtarzalne połączenie „tysiąca” jezior i pięknych lasów sprawiają, iż coraz więcej ludzi chce wypoczywać w tych pięknych stronach. Celem pracy jest zbadanie wpływu warunków bioklimatycznych na stacji Mikołajki, na organizm ludzki.

Skoncentrowano się na ocenie odczuć termicznych posługując się kompleksowym wskaźnikiem jakim jest temperatura efektywna (TE). Analiza korzystnych i niekorzystnych stanów odczucia termicznego pozwala określić, kiedy warunki klimatyczne tego terenu stwarzają najkorzystniejsze stany odczucia termicznego i najmniej obciążają termoregulacyjny układ organizmu ludzkiego. Głębsza analiza okresu wakacyjnego (maj - wrzesień) ma na celu przedstawienie najbardziej korzystnych dla turysty, z punktu widzenia odczucia termicznego, terminów wyjazdu do Krainy Wielkich Jezior Mazurskich.

Kolejnym krokiem było empiryczne wyznaczenie przez Missenarda, niezależnie od badań w Stanach Zjednoczonych, wzoru do obliczania temperatury efektywnej (TE):

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T - temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f - wilgotność względna (%), v - prędkość wiatru (m/s).

W związku z zależnością odczucia ludzi od strefy klimatycznej stworzono skalę TE dla różnych regionów świata. Dla Polski M. Baranowska (1986) opracowała skalę odczucia termicznego dla temperatury ekwiwalentnej i efektywnej. Podzieliła Polskę na trzy regiony w zależności od średniej rocznej temperatury poniżej 7°C , $7-8^{\circ}\text{C}$, i powyżej 8°C . Mikołajki należą do obszaru o średniej rocznej temperaturze poniżej 7°C . W poszczególnych miesiącach przedziały odczucia ciepła zmieniają się, co jest spowodowane procesami adaptacyjnymi organizmu ludzkiego do warunków klimatycznych.

Charakterystyka materiałów źródłowych i metody stosowane w opracowaniu

W pracy zastosowano materiały pochodzące ze stacji IMiGW w Mikołajkach z okresu 1986-1990.

Obejmują one pomiary temperatury powietrza, wilgotności względnej i prędkości wiatru z ośmiu terminów pomiarowych w godzinach 0^{00} , 3^{00} , 6^{00} , 9^{00} , 12^{00} , 15^{00} , 18^{00} , 21^{00} czasu Greenwich. Przy czym, w rozdziale drugim, dotyczącym charakterystyki warunków odczuwalnych w Mikołajkach, dokonano obliczeń na podstawie danych ze wszystkich terminów, natomiast w rozdziale trzecim, przeprowadzono analizę na podstawie danych z godziny 12^{00} . Do określenia warunków odczuwalnych została zastosowana temperatura efektywna (TE), której obliczone wartości, według wzoru Missenarda, poddano analizie w celu określenia:

- średnich wartości warunków odczuwalnych,
- częstości ich występowania,
- zmian warunków odczuwalnych z dnia na dzień, czyli bodźcowości klimatu,
- długości odczuć termicznych skrajnych (zimno, gorąco), które mają najbardziej niekorzystny wpływ na organizm ludzki, jak i najbardziej korzystnych (komfort).

Ponadto zwrócono uwagę w rozdziale II, na udział wiatru i jego średnią prędkość w poszczególnych kierunkach. Wykorzystano do tego celu przejście ze stopni na 8-kierunkową różę wiatrów (Bąkowski, 1997):

340-20	N
30-60	NE
70-110	E
120-150	SE
160-200	S
210-240	SW
250-290	W
300-330	NW

Warunki fizycznogeograficzne Krainy Wielkich Jezior Mazurskich

Pojezierze Mazurskie jest makroregionem najbardziej wysuniętym na zachód ze wszystkich Pojezierzy wschodniobałtyckich (Kondracki, 1988, 1994). Jednym z 7 mezoregionów jest Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, która odznacza się tym, iż stanowi głębokie poprzeczne obniżenie w wyniesionym garbie pojeziernym, który stanowi Pojezierze Mrągowskie i Elckie.

Lokalizacja punktu pomiarowego

Mikołajki (około 3,5 tys. mieszkańców) leżące pomiędzy jeziorami: Tałty i Mikołajskim, jako wieś kościelna istniały już w XV w. Było to mazurskie osiedle rybackie, położone przy przeprawie w miejscu zwężenia długiej rynny jeziornej. Później – w 1726 r. uzyskały prawa miejskie. Obecnie miejscowość jest traktowana jako miasteczko turystyczno-wypoczynkowe, port i baza noclegowa dla śródlądowych żeglarzy a także port rybacki.

Stacja pomiarowa (125 m n.p.m.) znajduje się na południowym wschodzie Mikołajek. Położona jest nad jeziorem Mikołajskim (497,9 ha; głębokość średnia wynosi 11,2 m, a maksymalna 25,9 m), które połączone jest z jeziorem Śniardwy 1340,4 ha, głębokość średnia – 5,8 m, a maksymalna 23,4 m), około 3,5 km od punktu pomiarowego, największym jeziorem w Polsce.

Charakterystyka warunków odczuwalnych w Mikołajkach

Odczucie warunków cieplnych środowiska, w którym przebywa człowiek, najczęściej charakteryzowane jest za pomocą kompleksowych wskaźników ujmujących łączne działanie kilku czynników atmosferycznych. W niniejszym pracowaniu zastosowano temperaturę efektywną (*TE*) - wskaźnik ujmujący równoczesny wpływ temperatury powietrza, jego wilgotności i ruchu powietrza na wielkość strumienia ciepła, traconego przez organizm ludzki na rzecz środowiska atmosferycznego.

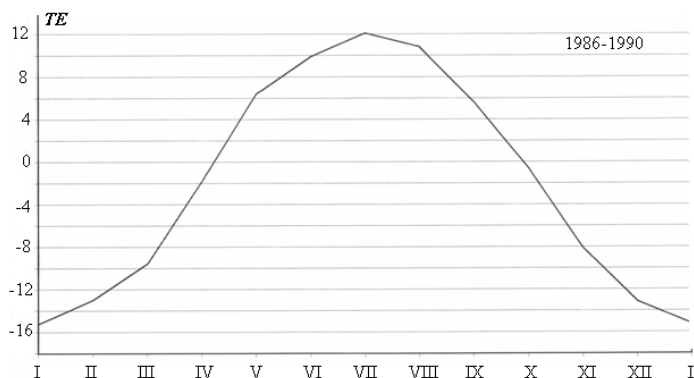
Temperatura efektywna (*TE*) jest jednym z licznych wskaźników bioklimatycznych, przez wielu uważaną za najbardziej przydatną do określenia i oceny warunków odczu-

cia termicznego. Wskaźnik ten jest funkcją trzech elementów meteorologicznych: temperatury powietrza i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Dzięki analizie przebiegu temperatury efektywnej, można dowiedzieć się o bodźcowości klimatu, częstotliwości warunków odczuwalnych oraz o zmienności odczuć termicznych.

Opracowanie obejmuje charakterystykę przebiegu rocznego i dobowego wartości TE oraz ocenę tych wartości na podstawie skali odczuwalności termicznej.

Przebieg roczny temperatury efektywnej

W badanym pięcioleciu średnia roczna TE , liczona ze wszystkich terminów obserwacyjnych, wynosi $-1,4^{\circ}TE$, pierwsze trzy lata (1986-1988) charakteryzują się średnią roczną TE poniżej $0^{\circ}TE$, kolejno: $-2,4$; $4,0$; $-2,3^{\circ}TE$, a następne powyżej: $0,4^{\circ}$; $1,4^{\circ}TE$. Średni przebieg roczny temperatury efektywnej (TE) jest bardzo zbliżony do przebiegu temperatury powietrza (T), liczonej również z 8 terminów obserwacyjnych, jednakże wartości TE są, niższe od wartości T . Średnia miesięczna TE wyniosła powyżej 0° jedynie w miesiącach, od maja do września, odpowiednio $6,4$ i $5,6^{\circ}TE$. Kwiecień i październik były miesiącami „przejściowymi” kiedy to średnia temperatura efektywna wynosiła odpowiednio $-1,8$ i $-0,6^{\circ}TE$, a w pozostałych miesiącach TE nie była wyższa niż $-8,1^{\circ}TE$. Najniższa średnia TE była w styczniu i wynosiła $-15,3^{\circ}TE$, a najwyższa w lipcu $12,1^{\circ}TE$, czyli średni zakres wahań w ciągu roku wynosi aż $37,5^{\circ}TE$. Jak już wspomniano, najzimniejszym miesiącem był styczeń ze średnią wartością, $-15,3^{\circ}TE$. Przy czym średnia TE stycznia 1987 roku $-25,4^{\circ}TE$ była najniższą, średnią, miesięczną w całym 5-leciu (rys. 1).



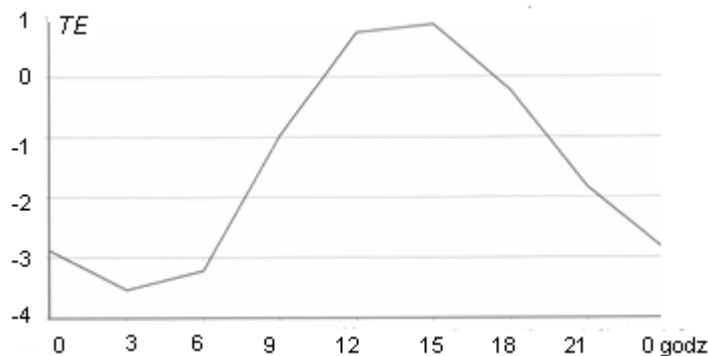
Rys. 1. Przebieg roczny temperatury efektywnej w Mikołajkach w latach 1986-1990

Różnica pomiędzy średnią najzimniejszego stycznia (wspomniane $-25,4^{\circ}TE$) a najcieplejszego (styczeń roku 1990 $-9,4^{\circ}TE$) wynosi $16^{\circ}TE$. Drugim najchłodniejszym miesiącem, w którym wartość średniej TE również przekroczyła $-20^{\circ}TE$, był luty 1986 roku ze średnią $-22,6^{\circ}TE$, podobnie jak styczeń w roku 1990, również luty był najcieplejszym lutym w badanym okresie ze średnią $-6,4^{\circ}TE$. Różnica pomiędzy najchłodniejszym a najcieplejszym lutym wynosi $16,2^{\circ}TE$ i jest największym kontrastem pomiędzy tymi samymi miesiącami w poszczególnych latach. Za to najcieplejszym miesiącem w roku był lipiec ze średnią $12,1^{\circ}TE$, a różnica między lipcem 1987 roku $10,6^{\circ}TE$ a lipcem 1988 roku $13,7^{\circ}TE$ wynosi $3,1^{\circ}TE$. Z tego widać, że kontrasty termiczne pomiędzy poszczególnymi latami są, największe zimą, (styczeń, luty) a najmniejsze latem (lipiec). Jednak od rozkładu różnic odbiega grudzień, który wyróżnia się

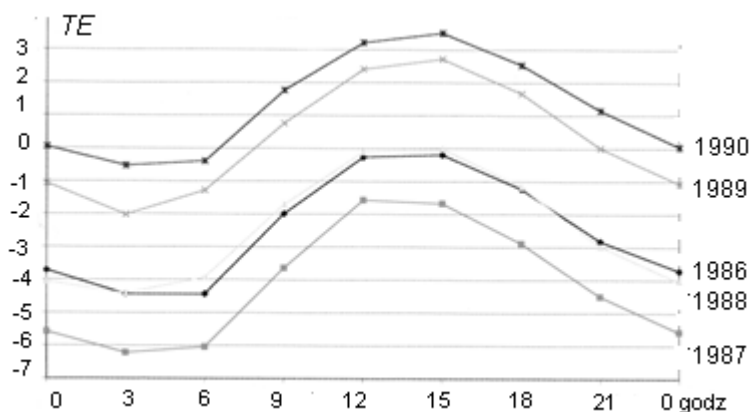
najmniejszą różnicą, między dwoma skrajnymi miesiącami $2,9^{\circ}TE$. Można powiedzieć na podstawie badanego okresu, iż miesiącami charakteryzującymi się najmniejszą zmiennością między latami są grudzień i lipiec, oraz pozostałe miesiące letnie. Jedyne w latach: 1989 i 1990 średnia roczna TE była powyżej 0° i wyniosła odpowiednio $0,4^{\circ}TE$ i $1,4^{\circ}TE$. Najchłodniejszy był rok 1987 kiedy to średnia roczna wyniosła $-4,0^{\circ}TE$, niebagatelny wpływ na taki wynik miała średnia TE stycznia, wspomniane już $-25,4^{\circ}TE$ ($9,3^{\circ}TE$ różnicy od drugiego w kolejności chłodnego stycznia), aczkolwiek nawet jeżeli by nie uwzględniać średniej TE stycznia, to i tak rok 1987 pozostanie najchłodniejszy. W najcieplejszym roku (1990) badanego okresu średnia TE kwietnia wyniosła $3,2^{\circ}TE$. W pozostałych latach w kwietniu średnia TE temperatury (powietrza), z tym że w nocy są one wyższe i wynoszą, średnio biorąc około $2-3^{\circ}C$, a podczas nocy bezchmurnej i bezwietrznej przy pogodzie wyżowej różnice woda-ląd mogą sięgać $5-6^{\circ}C$. W południe różnice te są niższe i wahają się w granicach $0,5-2,0^{\circ}C$.

Przebieg dobowy temperatury efektywnej

Podobnie jak przebieg roczny efektywnej TE jest podobny do przebiegu rocznego T temperatury powietrza T , tak i zmiany dobowe TE są zbliżone do przebiegu dobowego (oczywiście wartości TE są mniejsze od T). Biorąc pod uwagę średnio za pięć lat, jedyne terminami, w których średnia TE była dodatnia, były terminy 12^{00} ($0,7^{\circ}TE$) i 15^{00} ($0,9^{\circ}TE$), a „najzimniejszym” terminem okazała się godz. 3^{00} , kiedy to TE wyniosła $-3,5^{\circ}TE$ (rys.2-3).



Rys. 2. Przebieg dobowy średniej temperatury efektywnej w latach 1986-1990



Rys. 3. Przebieg dobowy temperatury efektywnej w kolejnych latach 1986-1990

We wspomnianych latach chłodnych (1986-1988) w żadnym z terminów nie było średniej TE dodatniej, jedynie w 1988 roku o godzinie 15.00 średnia TE wyniosła $0,0^{\circ}TE$. W roku 1989 w godzinach 0^{00} , 3^{00} i 6^{00} i w roku 1990 w godzinach 3^{00} i 6^{00} , średnia TE była ujemna. W godzinach: 21^{00} (1989 r.) i 0^{00} (1990 r.) TE wyniosła 0° , a w pozostałych była dodatnia. Najniższa średnia TE jest w 1987 r. (rok najchłodniejszy) o godzinie 3.00 ($-6,2^{\circ}TE$), a najwyższa w 1990 r. (rok najcieplejszy) o godzinie 15^{00} ($3,5^{\circ}TE$).

Uwzględniając dobowy przebieg TE , badany okres można scharakteryzować wyróżniając poszczególne miesiące, kiedy były najcieplejsze bądź najchłodniejsze; lub kiedy był największy kontrast pomiędzy terminami. Przedstawiono to w celu ukazania różnic i wahań w wartościach TE pomiędzy poszczególnymi latami, jak i zmian w przebiegu dobowym w kolejnych miesiącach, kiedy kontrasty TE są największe, a kiedy najmniejsze.

Najzimniejszy styczeń był w 1987 roku, kiedy to o godzinie 3^{00} , 12^{00} , 15^{00} średnia TE była w przedziale od $-25^{\circ}TE$ do $-22^{\circ}TE$. W pozostałych terminach zawsze było poniżej $-26^{\circ}TE$. Najcieplejszy styczeń był w 1990 roku, kiedy to o godzinie 21^{00} i 0^{00} wartość średniej TE spadła poniżej $-10^{\circ}C$ ($-10,3^{\circ}TE$; $-10,4^{\circ}TE$). W pozostałych terminach wartość TE wahała się od $-9,9^{\circ}TE$ do $-7,9^{\circ}TE$. Największa różnica między poszczególnymi terminami wystąpiła w 1987 roku.

Ocena warunków odczucia termicznego

Dotychczas przedstawiono przebieg roczny i dobowy temperatury efektywnej, które nie przedstawiają, w sposób jednoznaczny oddziaływania otoczenia na organizm ludzki. Ocena warunków odczuwalnych dokonano na podstawie pięciostopniowej skali odczuwalności termicznej, opublikowanej przez M. Baranowską (1986). Autorka postąpiła podobnie jak F.C. Haughton i C.P. Yaglou, tzn. zebrała subiektywną, ocenę warunków odczuwalnych. Zdającymi relację byli ludzie pracujący na stacjach meteorologicznych. Dzięki temu można było zobaczyć jak się mają wrażenia poczynione przez obserwatorów do wartości temperatury, prędkości wiatru i wilgotności względnej powietrza. Po analizie wyników M. Baranowska podzieliła Polskę na trzy strefy, którym przypisała odmienne skale odczuć termicznych.

Na podstawie skali dotyczącej obszaru, na którym są, Mikołajki, przeanalizowano średnią częstość stanów odczuć termicznych w poszczególnych latach, ze szczególnym uwzględnieniem przebiegu dobowego w porze ciepłej.

Brano pod uwagę dane z godziny 12⁰⁰ GMT, jako najbardziej reprezentatywne dla pory dziennej. Poza tym rozpatrzono zmienność warunków odczuwalnych z dnia na dzień (tzn. jaki jest charakter tych zmian) i długotrwałość warunków odczuwalnych w kolejnych dniach.

Średnia roczna częstość warunków odczuwalnych

W badanych latach 1986-1990 najwięcej było warunków dyskomfortowych z powodu przechłodzenia (chłodno, zimno), które stanowiły 53,3% wszystkich przypadków. Dyskomfort z powodu przegrzania, wystąpił w 23,5% przypadków. Najbardziej pożądane warunki komfortowe były w 23,5% przypadków. Odczucie zimna, średnio 23,3% przypadków, wystąpiło najczęściej od lutego do kwietnia i w grudniu. Największa wartość była w grudniu 45,6 % przypadków, a najmniejsza w czerwcu 4,0% przypadków. Pomiędzy kwietniem a majem nastąpił spadek procentowy o około 20%, a między sierpniem i wrześniem wzrost o około 14% przypadków (od kwietnia do sierpnia było w każdym miesiącu poniżej 9% przypadków (tab. 1).

Odczucie chłodu, średnio 30% przypadków, było najczęściej pojawiającym się odczuciem w tej pentadzie. Największy udział był w miesiącach: styczniu i od września do listopada. Miesiącem o największym udziale był listopad – 47,3%, a najmniejszym lipiec – 13,5% przypadków. Jedynie w maju, lipcu i sierpniu odczucie to w godzinach południowych stanowiło poniżej 20 procent, co pokazuje jak chłodny jest region. Warunki komfortowe, podobnie jak warunki „zimno”, stanowią, 23,3% przypadków. Jedynym miesiącem o największej frekwencji tego zjawiska był sierpień kiedy to wartość wyniosła 32,2%, natomiast wartość najmniejsza wystąpiła w grudniu, tylko 12,9% przypadków.

Warunki zakwalifikowane jako „ciepło” wystąpiły w 20,3% przypadków. Jedynie maj charakteryzował się największym udziałem tego zjawiska – 29%. Miesiącem o najmniejszej frekwencji był listopad – 1,3% przypadków.

Odczucie gorąca pojawiało się od kwietnia do września. Miesiącami z największym udziałem tego zjawiska były czerwiec – 29,3% i lipiec – 29,7% przypadków.

Tabela 1. Procentowy udział warunków odczuwalnych w poszczególnych miesiącach w latach 1986-1990

.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Zmno	34,2	39,0	38,7	28,0	8,4	4,0	4,5	6,5	20,7	22,6	26,7	45,6
Chłodno	34,8	34,0	35,5	20,7	15,5	22,7	13,5	19,4	42,7	37,4	47,3	36,8
Komfort	24,5	17,0	16,8	20,0	26,5	26,7	29,0	32,3	18,7	30,3	24,7	12,9
Ciepło	6,5	10,0	9,0	21,3	29,0	17,3	23,2	18,7	12,7	9,7	1,3	4,5
Gorąco	-	-	-	10,0	20,6	29,3	29,7	23,2	5,3	-	-	-

Na tle pięciolecia każde z badanych lat wykazuje pewne odstępstwa od średniej rocznej częstości warunków odczuwalnych .

W 1986 roku, w lutym, jedynie wystąpiły warunki dyskomfortu z powodu przechłodzenia, przypadki warunków komfortu bądź przegrzania nie wystąpiły wcale.

W tej grupie największym udziałem charakteryzują się warunki komfortu z powodu przechłodzenia, kiedy to następnego dnia ma temperaturę efektywną w tym samym przedziale co dzień poprzedni, zmiana zimno w zimno wynosi 13,9%, a chłód w chłód 14,1% przypadków. Jeżeli weźmiemy pod uwagę również przejścia chłodu w zimno

i zimna w chłód, to okaże się, że lekkie wahania i utrzymujące się takie same warunki termiczne w obrębie odczucia przechłodzenia wynoszą, aż 41,4% wszystkich przypadków. Analogicznie, zmiany, bądź ich brak, w grupie warunków przegrzania, wynoszą 15,1% przypadków, czyli o 3% mniej ni w grupie odczucia przechłodzenia. Natomiast jeżeli chodzi o warunki wizualne związane z najkorzystniejszym odczuciem komfortu (zmiany: ch → k, z → k, k → c, ch→k, c → k), to było ich 30,9% przypadków, w czym 9,4% stanowiła całość odczucia komfortu (tab. 2).

Tabela 2. Częstość (%) stałości i zmienności warunków odczuwalnych w latach 1986-1990

	zimno	chłodno	komfort	ciepło	gorąco
zimno	13,9	6,8	2,2	0,3	0,0
chłodno	6,6	14,1	6,6	2,2	0,3
komfort	2,0	6,5	9,4	4,5	1,0
ciepło	0,5	2,2	3,9	4,6	2,4
gorąco	0,2	0,4	1,3	1,9	6,2

Spośród wszystkich dni stycznia, ponad połowa – 55,5% wykazywała takie same warunki odczuwalne w danym dniu i następnym, z czego głównie odczucie zimna (25,2%) i chłodu (18,7%). Wysoko bodźcowymi zmianami odczuć termicznych charakteryzowało się 9,7% przypadków (5,2% „in plus”, a 4,5% „in minus”). Natomiast zmian nisko bodźcowych o charakterze ochładzającym (18,1%) było więcej niż o charakterze ocieplającym (16,8%).

W lutym podobnie jak w styczniu, przeważa stałość odczuć ciepłych. Dni w których wystąpiły takie same warunki odczuwalne stanowiły 52,5% (odczucie przechłodzenia – 40,4%). Wysoko bodźcowe zmiany stanowią 11,3% przypadków, natomiast zmian nisko bodźcowych jest 36,2%.

Podsumowując, odczuciem termicznym, które cechuje się największą długotrwałością jest zimno (tab. 3).

Tabela 3. Długotrwałość warunków odczuwalnych w latach 1986-1990

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
gorąco	28	19	8	6	6	2	11	-	1	-	-	-	-	-	-	-
komfort	159	65	26	6	4	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
zimno	103	37	9	9	5	5	1	4	1	-	-	1	4	-	-	1

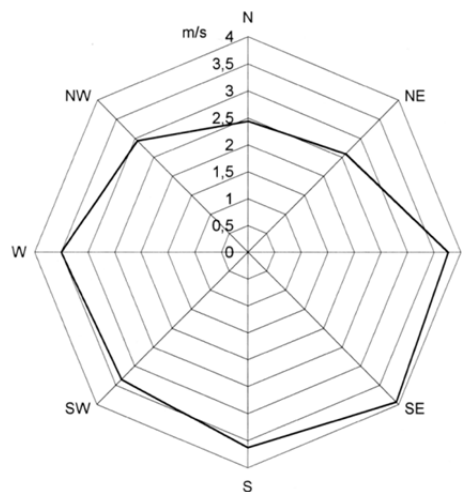
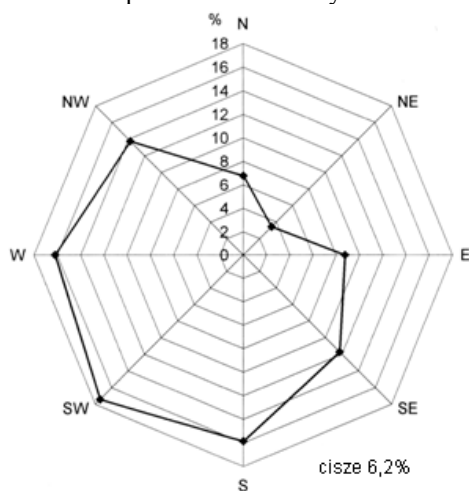
Długotrwałość występowania tego odczucia ściśle wiąże się z porą roku. W porze chłodnej, stany zimna utrzymywały się nieprzerwanie nawet przez 16 dni, natomiast od maja do sierpnia te warunki odczuwalne, oprócz tego, że występowały bardzo rzadko (od 6 dni w czerwcu do 10 dni w sierpniu), to nigdy nie utrzymywały się powyżej 3 dni, głównie były to przypadki jednodniowe

Typowe dla cieplej pory roku odczucie gorąca, jeżeli wystąpiło, na ogół utrzymywało się przez dłuższy czas (maksymalnie 10 dni). Jeżeli jednego dnia były warunki odczuwalne – gorąco, to aż w 61,1% przypadków w następnym dniu również było odczucie gorąca, w przypadku odczucia zimna było tylko 42,7% takich przypadków.

W przeciwieństwie do warunków gorąca odczucie komfortu charakteryzowało się głównie okresami jednodniowymi, jedynie są 2 przypadki, kiedy utrzymywało się powyżej 5 dni. Najczęściej te warunki odczuwalne występowały od maja do sierpnia i w październiku (powyżej 40 przypadków) a najmniej w grudniu 20 przypadków.

Liczba dni z odczuciem zimna w poszczególnych latach odpowiada średniej rocznej TE . W pierwszych 3 latach, kiedy to średnia roczna TE była poniżej $0^{\circ}TE$ (patrz, rozdział II), było ponad 100 przypadków (godzina 12⁰⁰) wystąpienia tego odczucia, w kolejnych dwóch latach liczba ta zmniejszyła się o połowę, około 50 przypadków. Podobnie jest z odczuciem gorąca, ale już nie ma takich różnic, jeżeli chodzi o liczbę dni. Najbardziej wyróżnia się najchłodniejszy rok 1987, kiedy to było tylko 20 dni z odczuciem gorąca, zaś w roku najcieplejszym tych dni było 44, w pozostałych latach około 40 dni. Odczucie komfortu rosło z roku na rok. W 1986 roku były 64 dni z tym odczuciem, a w 1990 roku tych dni było już o 40 więcej

Częstość kierunków wiatru i średnie prędkości wiatru (m/s) w Mikołajkach w latach 1986-1990 przedstawiono na rys. 4-5.



Rys. 4. Częstość kierunków wiatru (%) w pięcioleciu 1986-1990

Rys. 5. Średnie prędkości (m/s) wiatru według kierunków w pięcioleciu 1986-1990

Podsumowanie i wnioski

Klimat odczuwalny na stacji w Mikołajkach scharakteryzowano za pomocą kompleksowego wskaźnika biometeorologicznego – temperatury efektywnej. Dzięki temu można było ocenić bardziej realnie oddziaływanie warunków atmosferycznych na organizm ludzki, niż jedynie na podstawie temperatury powietrza. Starano się wyniki tej charakterystyki przedstawić w postaci wniosków o charakterze praktycznym, przydatnym dla turysty odwiedzającego ten piękny region.

W badanym pięcioleciu 1986-1990 zaznacza się duże zróżnicowanie wartości odczuć termicznych, ale ujawniają się pewne prawidłowości. Najmniejszą zmiennością średniej temperatury efektywnej w poszczególnych latach, charakteryzowały się miesiące letnie oraz grudzień (co zapewne było wyjątkiem), a największą, miesiące zimowe. Na pewno na taki stan rzeczy, miała wpływ temperatura powietrza (zróżnicowanie termiczne pomiędzy latami), ale i prędkość wiatru, która była o wiele większa w porze chłodnej. Przez to, w zimie wzmagano się odczucie przechłodzenia, natomiast w lecie, kiedy mniejsze prędkości wiatru zmniejszają jego rolę chłodzącą, wzmagano się odczucie przegrzania organizmu.

Można temu zapobiec dzięki bliskości jezior, w których można się na ogół ochłodzić (jednak należy pamiętać, że stan czystości wody czasami uniemożliwia bezpieczną,

kąpiel). Co sprawia, że wydaje się być zasadnym korzystanie z uroków Krainy Wielkich Jezior Mazurskich głównie w ciepłej porze roku.

W okresie wakacyjnym maj-wrzesień, największy zakres wahań temperatury efektywnej w ciągu doby występuje w maju, a najmniejszy we wrześniu (ocieplający wpływ jezior). Najniższa średnia dobową temperatura efektywna była o godzinie 3.00, a najwyższa o godzinie 15.00, a w porze chłodnej najzimniej było o godzinie 6.00, a najcieplej albo o 12.00, albo o 15.00 (terminy według czasu Greenwich). Przy czym może się to zmienić w poszczególnych przypadkach pod wpływem dużych prędkości wiatru (Rozdział II), które były największe z kierunków (E i SE), czyli od strony jeziora Śniardwy. Dzięki małej lepkości podłoża (woda, również ma znaczenie mała głębokość zbiornika, średnio 5,8 m), jak i dużej, zwartej powierzchni, prędkość wiatru może wzrosnąć.

Wrzesień raczej nie nadaje się do wyjazdów pod namiot, ze względu na bardzo duży udział warunków przechłodzenia (od około 60% - godzina 15⁰⁰ do 88% - godzina 6⁰⁰), pomimo tego, że w tym miesiącu są korzystne, bo najmniejsze różnice temperatury efektywnej w przebiegu dobowym (mała bodźcowość). Natomiast najbardziej korzystnym miesiącem, który wyróżnia się na tle innych miesięcy pory ciepłej, największym udziałem odczucia komfortu jest lipiec, jeżeli chodzi o terminy od 21 do 9⁰⁰, a w godzinach od 12⁰⁰ do 18⁰⁰ jest to sierpień.

Najbardziej bodźcowym miesiącem w porze ciepłej jest czerwiec, w którym, jako jedynym ze wszystkich miesięcy w roku, zmian silnie bodźcowych (tzn. kiedy odczucie termiczne w następnym dniu zmieniło się o co najmniej 2 stopnie w skali odczuwalności termicznej np. komfort – gorąco) jest aż 24%. Co się tyczy lipca, to jest miesiącem, który charakteryzował się największą stałością, (warunki odczuwalne są, takie same jak w dniu poprzednim) odczuć termicznych – 52,9%, z czego głównie odczuciem gorąca. Jest to jedyny miesiąc w porze letniej, w którym można liczyć na dłuższe okresy z mało zmieniającymi się odczuciami termicznymi. Sierpień wyróżnił się dużą stałością najkorzystniejszego odczucia – komfortu.

Należy pamiętać, wybierając się na wycieczkę, iż możemy w pewnym stopniu modyfikować odczucia termiczne, poprzez umiejętne wybranie najbliższego otoczenia. Lasy mogą stanowić schronienie, zarówno w dni upalne, jak i w dni chłodne, ale również mogą, potęgować niekorzystne stany warunków odczuwalnych.

Standardowe pomiary meteorologiczne prowadzi się nad jednolitą powierzchnią trawiastą. Natomiast na obszarach zadrzewionych obserwuje się następujące odchylenia podstawowych elementów meteorologicznych (Krawczyk, Błażejczyk, 1999): w zależności od typu lasu, bezpośrednie promieniowanie słoneczne docierające do przygruntowej warstwy powietrza jest zmniejszone o około 50-90%, temperatura powietrza jest niższa w ciągu dnia o 2-5°C. Również mniejsze są, jej amplitudy dobowe. Także prędkość wiatru jest mniejsza o 40-90%. Poza tym suma opadów pod koronami drzew zmniejsza się o około 50%, a wilgotność względna powietrza jest wyższa o 5-10%. Jest to charakterystyka ogólna, która w zależności od typu lasu, może się niekiedy mniej lub bardziej zmieniać.

W przypadku wystąpienia dni z odczuciem przegrzania, można szukać schronienia w lesie, o małej gęstości drzew, gdzie możliwy byłby swobodny ruch powietrza, równocześnie o wystarczającym zacienieniu i o niskiej wilgotności powietrza – dzięki temu nie ma uciążliwego odczucia parności. Takie wymogi spełniają np. bór sosnowy, bór mieszany (Krzymowska-Kostrowicka, 1997), bór świeży (40-letni), (Błażejczyk, 1981). Należy się wystrzegać lasów gęstych, o dużej wilgotności powietrza, terenów podmokłych, np. bory bagienne, torfowiska wysokie, olsy i łągi olszowe, gdzie oprócz dużej

wilgotności powietrza jest duże stężenie substancji lotnych, działających niekorzystnie na układ oddechowy. Oczywiście optymalnym rozwiązaniem jest pobyt w zacienionym miejscu nad jeziorem.

Jednak kiedy występują dni z warunkami przechłodzenia i silnym wiatrem, należy raczej unikać otwartych przestrzeni, jak rozległe łąki, miejsca nad jeziorem i wybierać zalesione szlaki. Pomimo tego, że w lesie temperatura powietrza jest na ogół niższa, niż na terenie otwartym, to jednak dzięki osłabieniu ochładzającej roli wiatru, warunki odczuwalne są, bardziej przyjazne dla organizmu ludzkiego. Oczywiście, im las jest bardziej gęsty, tym jego skuteczność ochrony przed wiatrem wzrasta. Nad jeziorami mogą wystąpić również silne wiatry tunelowe.

Należy również pamiętać o wpływie ukształtowania terenu na odczucia termiczne. Na przykład, różnica temperatury gruntu między zboczem południowym cieplejszym, a zboczem północnym (chłodniejszym), może wynosić nawet 15°C (Krawczyk, Błażejczyk, 1999). Dna dolin i zagłębień jak i zbocza odwiertne mogą stanowić dodatkową, ochronę przed wiatrem, którego prędkość jest o około 2 m/s mniejsza niż na górnych partiach stoków dowietrznych bądź rozległych wysoczyzn (dane z Suwalskiego Parku Krajobrazowego). Jednak trzeba pamiętać, że obniżenia charakteryzują się występowaniem inwersji temperatury powietrza. W dzień są to miejsca najcieplejsze i najbardziej parne, o małych prędkościach wiatru, zaś w nocy następuje spływ chłodniejszego powietrza w miejsca położone najniżej. Może wystąpić sytuacja, iż zmniejsza się wilgotność powietrza nad jeziorem, w godzinach wieczornych (Stopa, Przybylska, 1967) właśnie w związku ze spływem chłodnych mas powietrza w kierunku jeziora.

Oprócz tego, że lasy działają jak parawan, mają jeszcze inną zaletę, a mianowicie wytwarzają jony ujemne. Ich działanie ma bardzo pozytywny wpływ na ludzki organizm (korzystnie dla organizmu obniżają poziom serotoniny we krwi, likwidują, stany spastyczne, wzmagają siły obronne organizmu, itd., jedynie ujemnie naładowane cząstki tlenu są pochłaniane przez organizm ludzki w procesie oddychania). Większość z wytwarzanych przez: sosnę, brzozę i jarzębinę, cząstek lekkich, stanowią, właśnie jony ujemne, czyli najbardziej korzystne jest przebywanie w pobliżu zbiorowisk tych drzew (większość drzew na tym obszarze to sosna).

Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, dzięki pięknym krajobrazom, możliwością różnorodnych form wypoczynku czynnego, jak i biernego, również charakteryzująca się coraz mniejszym uprzemysłowieniem stanowi jeden z najczęściej odwiedzanych regionów Polski. Jednakże ze względu na dość surowe warunki bioklimatyczne w porze zimowej i krótki okres zalegania pokrywy śnieżnej, ruch turystyczny na tym obszarze, nasila się głównie w porze ciepłej. Analiza warunków odczuwalnych pomoże lepiej zapoznać się ze specyfiką, tego obszaru, a podane wskazówki pozwolą uniknąć niekorzystnych stanów dyskomfortu termicznego.

7.4. Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w województwie suwalskim

Autor: Władysław REMISZEWSKI

Opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA,
Maria. KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy

Bardzo mało jest opracowań warunków bioklimatycznych województwa suwalskiego, tak bardzo interesującego obszaru Polski, szczególnie pod względem turystycznym i rekreacyjnym. Praca ta jest jednym z wielu opracowań elementów klimatu tego obszaru, który jest przedmiotem badań Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

Celem pracy jest nie tylko charakterystyka warunków odczuwalnych na terenie województwa suwalskiego, ale i ich ocena dla potrzeb uprawiania sportów i turystyki w okresie zimy. Nie chodzi tu o sport wyczynowy, gdyż wtedy trzeba byłoby przeprowadzić specjalne badania, ale o sport i turystykę dla każdego. Wiemy przecież, że województwo suwalskie ma bardzo urozmaiconą rzeźbę terenu cechującą się występowaniem dużych różnic wysokości terenu (rys. 1). Liczne jeziora, duże powierzchnie leśne, i różniący się od innych obszarów Polski klimat charakteryzujący się niższymi temperaturami, szczególnie w okresie zimy, długim okresem zalegania pokrywy śnieżnej.

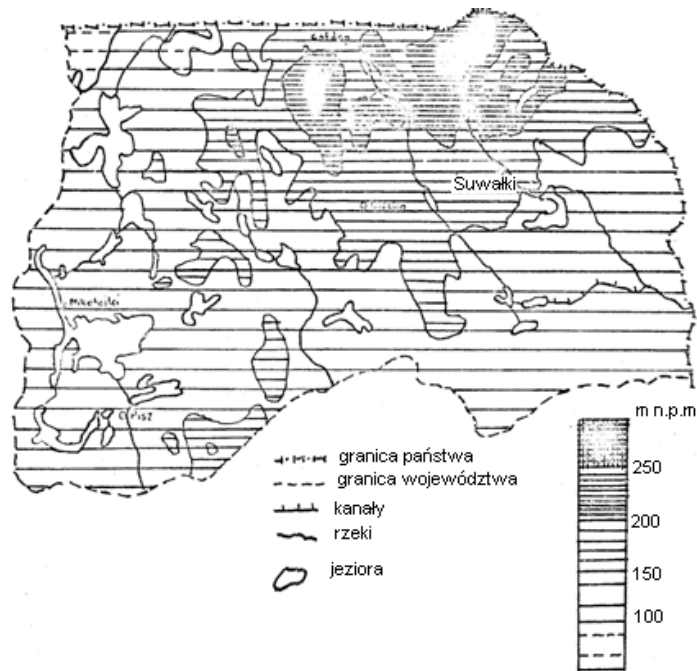
Wszystko to sprawia, iż województwo suwalskie jest bardzo ciekawym pod względem turystycznym i rekreacyjnym obszarem Polski. Dlatego też ważne jest sprawdzenie jak na tle warunków fizycznogeograficznych przedstawia się charakterystyka warunków odczuwalnych, niezbędnych dla sprawnego funkcjonowania organizmu człowieka. Na wczasy w okresie zimy wyjeżdżają przecież nie tylko ludzie zdrowi, o możliwościach szybkiego adoptowania się do nowych warunków, ale i ludzie którym potrzeba dłuższego czasu aby przyzwycząić się do nowych otaczających ich warunków.

W tym opracowaniu podjęto próbę przedstawienia jak w województwie suwalskim posiadającym doskonale warunki fizycznogeograficzne dla uprawiania sportu i turystyki w okresie zimowym przedstawiają się warunki odczuwalne wyznaczone na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej.

Najpierw przedstawiono charakterystykę warunków odczuwalnych na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej. Następnie, poświęcono rozdział pokrywie śnieżnej, tj. średnim datom początku i końca trwałej pokrywy śnieżnej, grubości pokrywy śnieżnej i przerwom w trwałej pokrywie śnieżnej. Ponadto przeprowadzono próbę regionalizacji z uwzględnieniem warunków odczuwalnych i walorów sportowo-turystycznych zawarta została w czwartym rozdziale pracy.

Materiały źródłowe i metody ich opracowania

Zebrane i opracowane materiały dotyczące charakterystyki warunków odczuwalnych w województwie suwalskim mogą w pewnej mierze służyć opracowaniu klimatu Polski. Ważniejszą jednak rolę jaką mogą i powinny spełniać opracowania regionalne, jest ich wykorzystanie w planowanej gospodarce województwa a nawet kraju.



Rys. 1. Mapa hipsometryczna województwa suwalskiego

Opracowanie oparto o dane dotyczące temperatury powietrza, wilgotności względnej, prędkości wiatru i grubości pokrywy śnieżnej w latach 1951-1960 na stacjach: Gołdap, Mikołajki, Pisz, Siejniki, Suwałki. Wykorzystano przy tym materiały archiwalne z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz materiały z Zakładu Klimatologii WG i SRUM.

Przy doborze stacji kierowano się przede wszystkim posiadaniem przez te stacje pełnych obserwacji interesujących nas elementów meteorologicznych w badanym okresie. Ważną rolę odgrywało równomierne rozmieszczenie stacji, które w pełni charakteryzowało by warunki odczuwalne panujące na tym terenie.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana obliczono dla wszystkich pięciu stacji, z tym że dla Suwałk i Siejnika za całe dziesięciolecie 1951-1960, natomiast na pozostałych stacjach brak było pomiarów prędkości wiatru: w Mikołajkach od listopada do marca 1951 i 1952 roku, w Gołdapi w listopadzie i grudniu 1951, styczniu i marcu 1952 i lutym 1952 i 1955, w Pisz w styczniu, lutym i marcu 1959 i grudniu 1958.

Temperatura efektywna obliczona została dla dwóch stacji – Suwałki dla całego dziesięciolecia 1951-1960 i Mikołajki z brakami w niektórych miesiącach.

Dane potrzebne dla wyznaczenia wskaźników pochodziły z południowego terminu obserwacyjnego.

Dla wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej obliczono częstość występowania w poszczególnych przedziałach odczucia ciepła. Natomiast przy pokrywie śnieżnej obliczonej dla pięciu stacji, oprócz częstości występowania grubości pokrywy śnieżnej w przedziałach: < 5 cm; 5-10 cm; 10-15 cm; 15-20 cm; > 20 cm, przedstawiony jest także (na mapkach) średni początek i koniec okresu z pokrywą śnieżną.

Opis lokalizacji stacji meteorologicznych

W pracy tej wykorzystano dane z pięciu stacji meteorologicznych: Suwałki, Mikołajki, Siejnik-Olecko, Pisz, Gołdap (tab. 1).

Tabela 1. Szerokość geograficzna (φ), długość (λ) i wysokość n.p.m (h) stacji meteorologicznych

	φ	λ	h [m]
Suwałki	54°08'	22°57'	165
Mikołajki	53°47'	21°35'	127
Siejnik	54°01'	22°21'	170
Pisz	52°38'	21°48'	118
Gołdap	54°19'	22°14'	155

Suwałki leżą na Pojezierzu Litewskim na północnym skraju Równiny Augustowskiej w bezpośrednim sąsiedztwie Pojezierza Zachodniosuwalskiego. Obszar płaski tuż za Suwałkami na północ i północny-zachód wyraźnie falisty o dużych deniwelacjach. Suwałki leżą więc na granicy z sąsiednimi regionami fizyczno-geograficznymi. Z Pojezierza Północnosuwalskiego rozpoczyna swój bieg rzeka Czarna Hańcza przepływająca wąską dość głęboko wciętą doliną przez miasto. Stacja meteorologiczna usytuowana jest w odległości 2,5 km na północ od miasta na terenie falistym pochodzenia morenowego. Wokół stacji teren otwarty stanowią pola uprawne. W odległości 1,5 km na północ las, a w odległości 4,5 km na wschód dolina Czarnej Hańczy.

Mikołajki leżą na Pojezierzu Mazurskim w południowej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich w strefie moren czołowych przebiegających z zachodu na wschód przez miasto. Od zachodu Pojezierze Mrągowskie graniczy z Krainą Wielkich Jezior Mazurskich. Obszar falisty o dość dużych deniwelacjach porożcinany jeziorami rynnowymi Tałły i Mikołajewskim, a 4 km na wschód rozciąga się wielkie jezioro Śniardwy. Miasto i stacja meteorologiczna leżą na północno-wschodnim brzegu jeziora Mikołajewskiego, a na północno-zachodnim rozciąga się wielki kompleks leśny Puszczy Piskiej. Około 200 m na zachód znajdują się zabudowania ośrodka wczasowego, a dalej do 500 m teren wznosi się. Na północno-wschodzie 60-200 m są domy mieszkalne, a 300 m od klatki przebiega droga (Siejnik – od 16 VI 1950 do 1 I 1964 r.)

Stację założono przy Zakładzie doświadczalnym w Siejniku ok. 2,5 km na południowo-wschód od Olecka. Wokół jest teren falisty. Na północ w odległości 200 m znajdują się zabudowania Zakładu doświadczalnego. Na północny-zachód w odległości 80 m rośnie pas świerków (wiek 40 lat). Na północny-wschód w odległości 150 m rośnie pas drzew liściastych, a w odległości 250 m znajduje się szosa Olecko-Ełk. Na południe w odległości 100 m są wzgórza.

Stacja w Pisz znajduje się przy ulicy Polnej w południowo-zachodniej części miasta. W pobliżu stacji teren jest zabudowany. Na zachód w odległości 40 m przechodzi ulica Polna, dalej jest przestrzeń wolna. Około 200 m od stacji są zabudowania, a na zachód w odległości 40 m znajdują się zabudowania obserwatora, dalej teren płaski i niezabudowany. W odległości 1 km rozciąga się las. Na wschód od stacji są ogrody, a w odległości 50 m zabudowania. Na południe w odległości 100 m stoją zabudowania. Wokół stacji teren jest równy.

Gołdap leży w części wschodniej Pojezierza Mazurskiego na pograniczu trzech regionów fizycznogeograficznych. Od zachodu znajduje się Kraina Węgorapy, od wschodu Puszcza Romincka. A od południa Garb Szeski. Miasto leży w dolinie rzeki Gołdapi

przeplływającej ze wschodu na zachód. W części północno-wschodniej w odległości 5 km znajduje się jezioro rynnowe Gołdap. Posterunek meteorologiczny zlokalizowany jest na północno-wschodnich peryferiach miasta na niewielkim wzniesieniu. W kierunku północnym teren obniża się przechodząc w dolinę rzeki Gołdapi przeplływającej w odległości 120 m. Za doliną rzeki w odległości 400 m biegnie ul. Kolejowa. Na północnym-wschodzie w odległości 25 m w obniżeniu terenu stoją dom parterowy i zabudowania gospodarcze. Na wschód w odległości 100 m jest zabudowa luźna. Na południe w odległości 400 m znajduje się wieża ciśnień. Od 22 XII 1951 r. ogródek zlokalizowany był w dolinie rzeki Gołdapi na ulicy Kolejowej. Dnia 17 VII 1965 r. przeniesiony on został o 250 m na południowy-wschód od poprzedniej lokalizacji.

Z analizy warunków fizycznogeograficznych województwa suwalskiego wynika, że ma ono doskonałe warunki ukształtowania powierzchni, dużą sieć jezior i lasów, liczne rezerwy przyrodnicze i sprzyjający klimat dla rozwoju sportu i turystyki zimowej. W dalszej części pracy badać będziemy, jak warunki fizycznogeograficzne wpływają na różnicowanie wskaźników bioklimatycznych na terenie województwa suwalskiego.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana uwzględnia w swym wzorze dwa elementy meteorologiczne: temperaturę powietrza i prędkość wiatru. Odgrywa on dominującą rolę, szczególnie przy opracowaniach warunków odczuwalnych w okresie zimy.

Właśnie prędkość wiatru i temperatura powietrza kształtują warunki odczuwalne w okresie zimy. Wilgotność powietrza w okresie zimy odgrywa znacznie mniejszą rolę w kształtowaniu się warunków odczuwalnych. Dominująca rola wiatru i temperatury powietrza w chłodnej porze roku była główną przyczyną dla której przyjęto ten wskaźnik w niniejszym opracowaniu. Ponadto wskaźnik ten był już stosowany w Polsce i były wyznaczone przedziały odczucia ciepła, co także wpłynęło na decyzję zastosowania tego wskaźnika, gdyż dla innych wskaźników przydatnych w okresie zimy trzeba było by wyznaczyć odpowiednie przedziały odczucia ciepła, co nie jest sprawą łatwą i wymaga wielu badań.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana został opracowany dla wszystkich pięciu stacji, tj. Suwałk, Siejnika, Pisz, Mikołajek i Gołdapi.

Wskaźnik oblicza się z wzoru:

$$S = (1 - 0,04 T)(1 + 0,272 v)$$

gdzie: S – wskaźnik mroźności (wielkość nieoznaczona), T – temperatura powietrza w °C, v – prędkość wiatru w m/s

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana wykorzystuje się przy ocenie oddziaływania na ustrój człowieka warunków klimatycznych uciążliwych, a więc charakteryzujących się ujemnymi temperaturami i dużymi prędkościami wiatru. Duże znaczenie ma wskaźnik mroźności przy opracowywaniu warunków odczucia (bodźcowości) takich obszarów jak Syberia i Antarktyda, gdzie przy dość dużych spadkach temperatury występują okresy o dość dużych prędkościach wiatru. Z tego też powodu wskaźnik ten znalazł szerokie zastosowanie w pracach klimatologów radzieckich.

W Polsce mało jest prac, w których warunki odczucia określone były za pomocą wskaźnika surowości klimatu Bodmana. Jedynie M. Gregorcuk i in. (1970) w swoich badaniach posłużyli się tym wskaźnikiem (trzystopniową skalą odczucia ciepła).

Przy wartości wskaźnika 0-2 optimum, kiedy człowiek odpowiednio ubrany dobrze znosi dłuższe przebywanie na powietrzu i nie odczuwa chłodu.

3-4 kiedy dłuższe przebywanie na świeżym powietrzu nie jest dla człowieka przyjemne i po pewnym czasie jest mu zimno.

Wartości powyżej 4, kiedy nawet krótkotrwałe przebywanie na świeżym powietrzu jest dla człowieka przykre, z powodu silnego odczucia zimna.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana obliczono dla pory południowej, dla każdego dnia w miesiącach listopad, grudzień, styczeń, luty, marzec, a następnie wyznaczono częstość jego występowania w odpowiednich przedziałach odczucia, a więc częstość występowania optimum, chłodu i zimna (tab. 1).

Tabela 1. Częstość odczucia ciepła wg wskaźnika surowości klimatu Bodmana (%), optymalne (Opt.), dobre (Db)

	Listopad			Grudzień			Styczeń			Luty			Marzec		
	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe
Gołdap	53,0	35,2	11,8	38,9	38,2	22,9	26,2	45,8	28,0	23,8	40,8	35,0	40,7	48,8	10,5
Mikoł.	48,3	37,9	13,8	37,9	42,7	19,4	23,0	44,4	33,0	31,9	54,0	14,1	25,4	36,3	38,3
Pisz	50,0	41,0	9,0	29,0	52,7	18,3	17,9	51,3	30,8	21,1	51,8	27,1	29,3	49,6	21,1
Siejnik	28,0	47,3	24,7	8,4	55,2	36,4	3,9	43,9	52,2	6,1	50,2	43,7	16,5	42,4	36,1
Suwałki	27,3	47,7	25,0	16,5	46,5	37,0	6,5	42,6	50,9	12,2	44,1	43,7	19,4	33,5	47,1

W pierwszej kolejności przeanalizowano częstość występowania warunków odczuwalnych na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana dla całego badanego okresu 1951-1960 na poszczególnych stacjach.

W Gołdapi najlepsze warunki odczucia ciepła występują w listopadzie, kiedy to warunki optymalne przekraczają 50%. Potem do lutego następuje spadek warunków optymalnych, przy czym do stycznia spadek ten jest bardzo szybki natomiast od stycznia do lutego krzywa spadku jest bardziej wyrównana. Od listopada do grudnia częstość warunków optymalnych spada od 55% do 38,9%. Tak duży spadek częstości warunków optymalnych spowodowany jest spadkiem temperatury a także tym, że w miesiącu grudniu występują na stacji Gołdapi większe prędkości wiatru. Spadek temperatury powietrza jest przyczyną dla której w styczniu częstość występowania optimum spada do 26,2%, a w lutym do 23,8%. Od lutego do marca następuje wzrost częstości optimum do 40,7% co jest spowodowane wyraźnym wzrostem temperatury powietrza w marcu. Odwrotnie przedstawia się przebieg warunków niekorzystnych, a więc przy wartościach wskaźnika powyżej 4. Od listopada, kiedy częstość warunków niekorzystnych wynosi 11,8% następuje wzrost warunków niekorzystnych (w grudniu 22,9%, w styczniu 28%), by w lutym osiągnąć wartość 35,4%. Dopiero w marcu następuje wyraźny spadek częstości występowania warunków niekorzystnych z 35,4% w lutym do 10,5% w marcu. Widzimy więc, iż najkorzystniejsze warunki odczucia ciepła (wyznaczone przy pomocy wskaźnika surowości klimatu Bodmana) panują na stacji Gołdap w miesiącu listopadzie i marcu, a więc w tych dwóch miesiącach kiedy zaznaczały się duże wahania w temperaturze powietrza i występuje duża liczba dni z temperaturą powietrza powyżej 10°C

Temperatura efektywna

Drugim wskaźnikiem charakteryzującym warunki bioklimatyczne województwa suwalskiego w okresie zimy jest temperatura efektywna. Jak już wspomniano wskaźnik ten policzono dla dwóch stacji: Suwałk i Mikołajek, gdyż pozostałe stacje nie posiadały danych dotyczących wilgotności względnej powietrza. Temperatura efektywna jest

wskaźnikiem o wiele częściej spotykanym w publikacjach polskich bioklimatologów niż wskaźnik surowości klimatu Bodmana. Wiąże się to z tym, że temperatura efektywna znajduje szerokie zastosowanie przy opracowaniach bioklimatologicznych w porze letniej, kiedy większą rolę odgrywa wilgotność względna powietrza.

Natomiast w sezonie zimowym, w którym dominującą rolę odgrywają dwa elementy meteorologiczne: temperatura powietrza i prędkość wiatru, wilgotność względna powietrza nie odgrywa tak zasadniczej roli w kształtowaniu odczucia ciepła. Temperaturę efektywną użyto w opracowaniu bioklimatu województwa suwalskiego dla porównania z wynikami uzyskanymi przy zastosowaniu wskaźnika surowości klimatu Bodmana.

Temperatura efektywna jest stosowana w opracowaniach bioklimatu uzdrowisk jak też miast nie będących uzdrowiskami. Jest ona także stosowana przy opracowaniach większych obszarów dotyczących danego kraju czy też kontynentu. Przy wyznaczaniu temperatury efektywnej uwzględniamy trzy elementy meteorologiczne: temperaturę powietrza, prędkość wiatru i wilgotność względną.

Obliczono ją z wzoru A. Missenarda, który ma postać:

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s)

M. Baranowska i in. (1976) w opracowaniu dotyczącym odczucia ciepła w Polsce przedstawiła skalę, według której określa się strefy warunków odczucia ciepła wyznaczone na podstawie temperatury efektywnej. Skala ta opracowana została dla wydzielonych obszarów Polski, z przyjęciem kryterium średniej rocznej temperatury na danym obszarze. Dla terenu województwa suwalskiego, które należy do strefy o średniej wieloletniej temperaturze $< 7^{\circ}\text{C}$, skalę tę można przedstawić w tab. 2 biorąc tylko te miesiące które nas interesują, a więc listopad – marzec.

Tabela 2. Temperatura efektywna w przedziałach odczucia ciepła dla obszaru Polski (z temperaturą średnią wieloletnią $< 7^{\circ}\text{C}$)

	Listopad	Grudzień	Styczeń	Luty	Marzec
Ciepło	$>3,0$				$>2,0$
Komfort	3,0	-3,0	-4,0	-2,0	2,0
	-2,9	-6,9	-8,9	-6,9	-2,9
Chłodno	-3,0	-7,0	-9,0	-7,0	-3,0
	-9,9	-12,9	-14,9	-12,9	-8,9
Zimno	$\leq -10,0$	$\leq -13,0$	$\leq -15,0$	$\leq -13,0$	$\leq -9,0$

Na podstawie tej skali liczono częstość występowania odczucia ciepła w przyjętych przedziałach (tab. 3).

W Suwałkach w listopadzie częstość odczucia ciepła nie jest korzystna dla organizmu człowieka. Ciepło stanowi 2% zaś częstość występowania komfortu jest wyższa i wynosi 17,6%. Natomiast częstość występowania chłodu i zimna wynosi odpowiednio 42,0% i 38,4%. Widzimy więc, że mimo iż wilgotność względna powietrza w chłodnej porze roku nie odgrywa tak zasadniczej roli jak w porze letniej, to wpływa jednak na wzrost częstości ciepła i komfortu. Spadek temperatury w grudniu powoduje wzrost częstości występowania zimna do 40,5%, wzrasta jednak częstość występowania ciepła do 5,1%, co można wytłumaczyć tym, że w grudniu oprócz dni o dużej prędkości wiatru i niskiej temperatury powietrza występują dni z temperaturą powietrza powyżej

0°C i cisze. Częstość występowania komfortu wynosi 15,4%, co w sumie z częstością występowania ciepła daje nam wartość wyższą niż to miało miejsce w listopadzie, odpowiednio 19,6%, w grudniu 20,5%. Tak więc częstość warunków najbardziej odpowiednich dla organizmu człowieka, a więc ciepła i komfortu jest większa w grudniu. W porównaniu z listopadem, w grudniu, styczniu i lutym następuje wyraźne pogorszenie warunków odczuwalnych, co w głównej mierze spowodowane jest dawnymi elementami meteorologicznymi temperaturą powietrza i prędkością wiatru, zaś wilgotność względna powietrza w niewielkim stopniu wpływa na złagodzenie warunków odczucia ciepła. Spadek temperatury, a także wzrost średnich prędkości wiatru, które w listopadzie i grudniu wynosiły odpowiednio: 4,5 m/s i 4,4 m/s do 4,6 m/s w styczniu, przy czym największe prędkości występują z sektora (S, SW, W) od 5,2 m/s do 5,6 m/s wpłynęły na to, że częstość ciepła w styczniu wynosi 1,8%, a częstość komfortu 11,5%, co w sumie daje 13,3%. Natomiast przez pozostałą część miesiąca, czyli przez prawie 87% dni panują warunki niekorzystne, z czego częstość zimna (wg skali M. Baranowskiej temperatura poniżej lub równych -15°) wynosi 46,2%. W lutym następuje dalszy spadek warunków korzystnych (ciepła i komfortu) co spowodowane jest znacznymi spadkami temperatury powietrza, gdyż średnia prędkość wiatru wynosi 4,4 m/s. częstość ciepła wynosi 2,8% a komfortu 9,9%, czyli w sumie 12,7, a przez pozostały okres panują warunki odczucia chłodu i zimna przy czym, częstość zimna przekracza 50%, a więc ponad połowę miesięcy panują niekorzystne warunki odczucia ciepła. W marcu w skutek wzrostu temperatury powietrza, a także większemu zróżnicowaniu wilgotności względnej wzrasta częstość występowania ciepła i komfortu odpowiednio 6,55 i 13,5%, czyli w sumie 20%. Najwyższa jest także częstość zimna 58,4%, co wynika z dużych wahań temperatury powietrza spowodowanych napływem ciepłych lub zimnych mas powietrza z zachodu lub wschodu.

Tabela 3. Częstość (w %) określonych przedziałów odczucia ciepła według temperatury efektywnej (TE)

Stacja		Suwałki	Mikołajki		Suwałki	Mikołajki
Listopad	Ciepło	2,0	11,7	Luty	2,8	10,7
	Kkomfort	17,6	28,8		9,9	19,9
	Chłodno.	42,0	40,8		29,3	37,2
	Zimno	38,4	18,7		58,0	32,1
Grudzień	Ciepło	5,1	20,6	Marzec	6,5	13,7
	Kkomfort	15,4	25,0		13,5	16,1
	Chłodno.	39,0	31,0		21,6	27,8
	Zimno	40,5	23,4		58,4	42,4
Styczeń	Ciepło	1,8	10,5			
	Kkomfort	11,5	23,8			
	Chłodno.	40,5	36,5			
	Zimno	46,2	29,2			

W Mikołajkach w listopadzie częstość występowania ciepła i komfortu jest wyższa niż w Suwałkach i wynosi odpowiednio 11,7% i 28,8%, czyli w sumie warunki korzystne stanowią 40,5%, a więc prawie połowę miesiąca. Natomiast na warunki niekorzystne przypada: na chłód 40,8%, zimno 18,7%. Wyższe częstości ciepła i komfortu przy jednoczesnym zmniejszaniu się udziału zimna spowodowane są lokalizacją stacji w Mikołajkach. Od północno-zachodu znajduje się kompleks Puszczy Piskiej, co

w dużej mierze powoduje, że na stacji w porównaniu z innymi stacjami tego terenu, występują mniejsze średnie prędkości wiatru w listopadzie 3,9 m/s przy 4,5 m/s w Suwałkach. Położenie stacji nad brzegiem jeziora Mikołajewskiego wpływa na wzrost średniej temperatury powietrza. Jeszcze lepsze warunki panują w grudniu, chociaż wzrasta częstość występowania zimna do 23,4% to jednak procentowy udział ciepła wzrasta do 20,6%, zaś nieznacznie obniża się częstość występowania komfortu do 25%. W sumie procentowy udział warunków korzystnych, a więc ciepła i komfortu wynosi 45,6%.

Rozkład podstawowych wskaźników pokrywy śnieżnej

Jak już wspomniano warunki śniegowe odgrywają dużą rolę przy ocenie danego terenu do uprawiania sportu i turystyki zimowej. Jeżeli dany obszar nie ma dobrych warunków śniegowych to mimo urozmaiconej rzeźby terenu nie nadają się do uprawiania narciarstwa. Obszar taki z braku warunków śniegowych nie będzie mógł być wykorzystywany dla sportów i turystyki zimowej. Jak napisano na wstępie województwo suwalskie ma doskonałe warunki fizycznogeograficzne, urozmaiconą rzeźbę terenu, liczne obszary leśne, duży procent jezior. W rozdziale tym zajmiemy się warunkami śniegowymi w województwie suwalskim. W pierwszej części przeanalizowano średnie daty pojawiania się i zanikania pokrywy śnieżnej, w drugiej – grubości pokrywy śnieżnej, a w trzeciej przerw w trwałej pokrywie śnieżnej.

Daty pojawienia się i zanikania pokrywy śnieżnej

Za trwałą pokrywę śnieżną uważamy taką powłokę, która pokrywa całe otoczenie stacji na której śnieg leży nie krócej niż 5 dni w dekadzie i nie znika na dłużej jak na jeden dzień.

W województwie suwalskim pokrywa śnieżna najwcześniej pojawia się w Suwałkach średnio 4 XII, najpóźniej w Piszcu 21 XII. Na pozostałych stacjach pokrywa śnieżna pojawia się 10 XII w Mikołajkach i 12 XII w Gołdapi i Siejniku (tab. 4).

Najdłużej zalega ona w Suwałkach średnio do 20 III, najkrócej zaś w Gołdapi do 10 III. Na pozostałych stacjach pokrywa śnieżna zanika średnio 11 III w Mikołajkach, 13 III Siejniku, zaś 15 III Piszcu. W zestawieniu tego widać, że potencjalny okres zalegania pokrywy śnieżnej najdłuższy jest w Suwałkach 106 dni, najkrótszy zaś w Piszcu 84 dni.

Na podstawie długości zalegania pokrywy śnieżnej, która poza górami zalega na terenie województwa suwalskiego najdłużej w Polsce widzimy, że warunki śniegowe dla uprawiania narciarstwa są dobre, ale przecież nie sam okres zalegania pokrywy śnieżnej wpływa na korzystne warunki dla rozwoju uprawiania narciarstwa. Ważniejsze znaczenie odgrywa grubość pokrywy śnieżnej i jej trwałość.

Przerwy w trwałej pokrywie śnieżnej policzone zostały dla wszystkich stacji badanego obszaru. W każdym miesiącu 10-lecia liczono liczby dni bez pokrywy śnieżnej a następnie wyznaczono częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej.

Przerwy w trwałej pokrywie śnieżnej są jedną z metod badania warunków śniegowych i odgrywają ważną rolę przy planowaniu wyjazdu w okresie którego chcemy uprawiać sporty i turystykę zimową. Niewiele osób wybiera się na narty w listopadzie, kiedy to częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej na prawie wszystkich stacjach przekracza 80%, a w Piszcu i Mikołajkach 90%.

Tabela 4. Częstość występowania (w %) grubości pokrywy śnieżnej w przedziałach < 5cm, 5-10 cm, 10-15 cm, 15-20 cm, > 20 cm

	< 5	5-10	10-15	15-20	> 20	< 5	5-10	10-15	15-20	> 20
	Listopad					Grudzień				
Siejnik	87,7	4,7	0,6	-	-	67,7	18,4	6,4	5,2	2,3
Suwałki	88,7	9,0	2,0	0,3	-	62,2	14,2	6,4	4,6	12,6
Mikołajki	92,6	6,7	0,7	-	-	63,8	20,8	7,6	5,7	2,1
Pisz	98,7	0,3	0,7	0,3	-	67,1	13,9	5,8	8,7	4,5
Gołdap	90,0	8,1	1,5	0,4	-	70,2	17,7	2,8	1,8	7,5
	Styczeń					Luty				
Siejnik	44,8	22,6	8,1	4,5	20,0	41,7	12,7	12,7	8,9	24,0
Suwałki	31,2	34,1	17,2	5,7	11,8	22,3	22,3	12,3	12,7	30,4
Mikołajki	48,5	24,0	7,9	5,7	13,9	37,7	11,0	12,5	8,2	30,6
Pisz	48,4	28,1	9,0	6,4	8,1	54,4	8,9	9,8	9,9	17,0
Gołdap	45,8	29,7	5,0	7,2	12,5	39,8	13,4	9,8	13,0	24,0
	Marzec									
Siejnik	53,9	17,1	7,4	8,1	13,5					
Suwałki	43,5	15,2	8,7	6,8	25,8					
Mikołajki	53,8	7,9	13,6	7,6	17,1					
Pisz	55,8	17,7	8,4	3,6	14,5					
Gołdap	58,1	7,2	3,2	6,5	25,0					

Pewna poprawa występuje w grudniu kiedy częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi w Suwałkach 47,7% i Gołdapi 53,7%. Najlepsze warunki podobnie jak przy analizie grubości pokrywy śnieżnej występują w styczniu i lutym, w których to miesiącach częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi w Suwałkach 11,6%, a w Siejniku i Gołdapi około 20%. Niekorzystne warunki panują jedynie na stacji Pisz, gdzie częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi 35,2%. W lutym najlepsze warunki panują w Suwałkach gdzie częstość przerw wynosi 13,8%. Na pozostałych stacjach wynosi na 25-30%. W marcu następuje pogorszenie warunków śniegowych, co związane jest z zanikaniem pokrywy śnieżnej w drugiej połowie miesiąca. Częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej waha się w marcu od 37,8% w Suwałkach do 48,8% w Mikołajkach. Podsumowując rozdział o pokrywie śnieżnej należy stwierdzić że najlepsze warunki śniegowe panują w drugiej połowie grudnia, styczniu, lutym i pierwszej połowie marca. Natomiast jeśli chodzi o stacje to wyróżniającą się pod względem warunków śniegowych jest stacja w Suwałkach posiadająca najlepsze warunki do uprawiania sportów i turystyki zimowej.

Takie stacje jak Siejnik, Gołdap, Mikołajki mają podobne warunki śniegowe, gorsze od stacji Suwałki, jednak wyraźnie lepsze od Pisu. Patrząc na mapę rozmieszczenia stacji meteorologicznych da się zauważyć, że najlepsze warunki śniegowe występują w północno-wschodniej części województwa suwalskiego, a najgorsze w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich (tab. 5).

Tabela 5. Częstość (w %) przerw w trwałej pokrywie śnieżnej (a – pokrywa śnieżna, b – brak pokrywy śnieżnej)

	Listopad		Grudzień		Styczeń		Luty		Marzec	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Siejnik	17,0	83,0	41,0	59,0	80,3	19,7	68,2	31,8	58,1	41,9
Suwałki	24,7	75,3	52,3	47,7	88,4	11,6	86,2	13,8	62,2	37,8
Pisz	7,8	92,2	36,8	63,2	64,8	35,2	74,1	25,9	53,1	46,9
Gołdap	17,2	82,8	46,3	53,7	80,7	19,3	75,2	24,8	47,3	52,7
Mikołajki	9,2	90,8	45,9	54,1	78,2	21,8	64,8	35,2	51,2	48,8

Próba regionalizacji województwa suwalskiego w oparciu o wskaźniki bioklimatyczne i walory sportowo turystyczne

W pracy określono warunki odczuwalne województwa suwalskiego w chłodnej porze roku na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej oraz oceniono przydatność tego terenu dla sportu i turystyki zimowej. Charakterystyka warunków fizyczno-geograficznych przedstawiona na początku pozwoliła lepiej poznać budowę geologiczną, ukształtowanie powierzchni, wody szatę roślinną, świat zwierzęcy oraz klimat województwa suwalskiego. Duże zróżnicowanie ukształtowania terenu, liczne jeziora, duże kompleksy leśne z licznymi rezerwatami przyrodniczymi i krajozrazowymi, charakterystyczny dla tego obszaru klimat sprawiający iż województwo suwalskie jest atrakcyjnym terenem turystycznym. W sezonie letnim obszar ten głównie dzięki licznym jeziorom, był już od dawna zagospodarowany turystycznie. Gorzej przedstawia się sprawa z okresem zimowym, a ponieważ i w tym czasie województwo suwalskie dzięki dużemu urozmaiceniu rzeźby terenu i klimatowi, który charakteryzuje się najniższymi poza górami temperaturami powietrza i najdłuższym okresem zalegania pokrywy śnieżnej może się stać terenem sportu i turystyki zimowej.

Obszar północnwschodni województwa ma najkorzystniejsze warunki śniegowe, przy czym najlepiej pod tym względem jest w Suwałkach. Większe zróżnicowanie otrzymano przy analizie warunków odczuwalnych, którą przeprowadzono na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej. Lokalizacja stacji w Suwałkach i Siejniku, na otwartym terenie sprawiła, iż na stacjach tych nie korzystnie występują warunki odczuwalne. Częstość występowania optimum według wskaźnika surowości klimatu Bodmana oraz ciepła i komfortu na podstawie temperatury efektywnej była bardzo mała. Wpływ na to miały większe prędkości wiatru na tych stacjach. Średnie prędkości wiatru wynosiły tu w listopadzie 4,7 m/s w Siejniku i 4,5 m/s w Suwałkach, w grudniu 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Największe prędkości wiatru występowały w styczniu 4,9 m/s w Siejniku i 4,6 m/s w Suwałkach. W lutym i marcu następował spadek prędkości wiatru do 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Dla porównania w Gołdapi średnia prędkość wiatru wynosiła w listopadzie 3,5 m/s, w grudniu 3,2 m/s, w styczniu 3,2 m/s, a w lutym i marcu 3,4 m/s, w Pisz średnia prędkość wiatru była jeszcze niższa w listopadzie i grudniu 2,6 m/s, w lutym 2,9 m/s, a w marcu 2,8 m/s, a w Mikołajkach średnia prędkość wiatru wynosiła 3,9 m/s w listopadzie 3,7 m/s w grudniu 3,5 m/s w styczniu, lutym i marcu.

Niekorzystne warunki odczuwalne w Siejniku i Suwałkach przy licznych walorach fizyczno-geograficznych i śniegowych sprawiają, iż obszar ten na miejsce wczasów powinni wybierać ludzie przystosowani do surowych warunków odczucia, zahartowani nie cierpiący na schorzenia dróg oddechowych i wady serca. Przeciwnieństwem jest

obszar Gołdapi charakteryzujący się dobrymi warunkami śniegowymi, a także najlepszymi na terenie województwa suwalskiego warunkami odczucia ciepła. Dobre warunki śniegowe i odczucia ciepła, a także duża atrakcyjność turystyczna sprawiają że miasto to w pełni nadaje się na bazę rozwoju sportu i turystyki zimowej na terenie województwa suwalskiego. Trzeci rejon o dobrych warunkach odczuwalnych, lecz gorszych śniegowych do Pisz i Mikołajki. Ze względu jednak na położenie tych stacji w urozmaiconym terenie, a dużej liczbie jezior i lasów, licznych zabytkach, pomnikach przyrody i rezerwatach, pomimo gorszych warunków śniegowych obszar ten w pełni nadaje się na turystykę narciarską. Organizowanie rajdów narciarskich w połączeniu ze zwiedzaniem zabytków tego terenu przyczynić się może do lepszego poznania historii i współczesnego rozwoju tych ziem.

Sport i turystyka zimowa wiąże się z dłuższym przebywaniem na świeżym powietrzu, dlatego też ważne jest poznanie rozkładu dni pogodnych i pochmurnych na obszarze województwa suwalskiego. Za dzień pogody przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie nie przekracza 20%. W listopadzie liczba dni pogodnych wynosi około 1 dnia. Jest to liczba najmniejsza w ciągu całego roku. Północno-zachodni i centralny obszar województwa ma mniej niż 1 dzień pogody. W grudniu dni pogodne występują częściej niż w listopadzie (około 1-3 dni) przy czym największą liczbę dni pogodnych ma obszar północno-zachodni (2-3 dni) a najmniej notuje się na Pojezierzu Suwalskim (poniżej 1 dnia). W styczniu największą liczbę dni pogodnych ma Pojezierze Ełckie (ponad 4 dni), najmniej okolice Pisz (poniżej 1 dnia). W lutym na całym obszarze liczba dni pogodnych spada poniżej 2, a najmniejszą liczbą dni pogodnych charakteryzuje się obszar pomiędzy Piszem i Ełkiem (mniej niż 1 dzień). W marcu występuje pod tym względem poprawa. Największą liczbę dni pogodnych notuje się w okolicach Giżycka, ponad 7 a najmniej (poniżej 4 dni) na obszarze Jeziora Sniardwy i Puszczy Piskiej oraz Pojezierza Suwalskiego. Widzimy więc, że miesiące charakteryzujące się dużą liczbą dni pogodnych to marzec, grudzień i styczeń. Za dzień pochmurny przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie przekracza 80%. W listopadzie liczba dni pochmurnych waha się od 19 na zachodzie do 22 w okolicach Suwałk. Podobnie przedstawia się sytuacja w grudniu. w okolicach Suwałk liczba dni pochmurnych wynosi ponad 23 dni, a na północnym-zachodzie poniżej 20 dni. W styczniu w okolicach Suwałk notuje się 21 dni pochmurnych, a w okolicach Wielkich Jezior poniżej 19 dni. W lutym nadal najwięcej dni pochmurnych ma północno-wschodnia część województwa suwalskiego oraz okolica Pisz (17-18), a najmniej obszar Jeziora Mamry oraz centralna część województwa (15-16 dni). W marcu następuje wyraźny spadek liczby dni pochmurnych (około 10-14 dni) jedynie w okolicach Suwałk powyżej 14 dni.

W całym badanym okresie najwięcej dni pochmurnych występuje w okolicy Suwałk, a najmniej w północno-zachodniej i centralnej części województwa. Z analizy tej wynika, że województwo suwalskie ma dogodne warunki i to zarówno fizycznogeograficzne, śniegowe jak i bioklimatyczne, aby stać się jednym z głównych potentatów w dziedzinie sportu i turystyki zimowej. Nie chodzi tu o sport wyczynowy, chociaż i taki ma pewne szanse rozwoju, ale o sport masowy: organizowanie kolonii i wczasów zimowych połączonych z uprawianiem sportów narciarskich i saneczkowych. Aby jednak województwo suwalskie znalazło się w czołówce regionów, gdzie sport i turystyka zimowa odgrywa dużą rolę, zachodzi konieczność licznych inwestycji (budowa wyciągów narciarskich, przygotowanie szlaków turystyki narciarskiej, stoków do uprawiania narciarstwa i saneczkarstwa, rozwój bazy noclegowej.

7.5. Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa

Autor: Joanna BERES

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Wprowadzenie

Żeglarstwo jest coraz bardziej popularną dyscypliną sportu. Rozwija się ono dynamicznie zwłaszcza w ostatnich latach. Spowodowane jest to łatwiejszym dostępem do sprzętu oraz zmianą przepisów żeglarskich w 1997 roku, dzięki której żeglarze uzyskali większe uprawnienia, dotyczące możliwości pływania na większym obszarze oraz pozwolenia na używanie większej powierzchni żagli.

Duży wpływ na uprawianie żeglarstwa mają, warunki atmosferyczne. Wynika z tego potrzeba szczegółowego rozpoznania klimatu regionów, do których co roku przybywają tysiące miłośników spędzania wakacji pod żaglami.

W Polsce regionami szczególnie popularnymi wśród żeglarzy są, pojezierza Polski Północno-Wschodniej. Dotychczasowe prace z zakresu klimatologii dotyczące tego obszaru przedstawiają ogólny opis klimatu regionu, bez ukierunkowania go na potrzeby żeglarzy. Istnieją również prace z zakresu turystyki kwalifikowanej, omawiające zagadnienia związane z żeglarstwem oraz fachowa literatura marynistyczna, marginesowo traktujące zagadnienia klimatu lub zupełnie pomijające te kwestie. Brak jest niemal opracowań podejmujących wspomniane tematy jednocześnie.

Istnieje więc potrzeba opracowań, które przedstawiałyby ocenę warunków klimatycznych pojezierzy pod kątem potrzeb żeglarstwa. Praca ta jest próbą wypełnienia tej istotnej luki w literaturze. Dokonano w niej oceny klimatu największego i najbardziej popularnego w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich jeziora Śniardwy. Ponieważ dla żeglarzy szczególne znaczenie mają warunki wiatrowe, podstawą oceny była analiza zmian kierunku i prędkości wiatru w okresie od maja do września, przyjętym za sezon żeglarski.

W pracy wykorzystano dane z pięcioletnia 1986-1990 ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach, położonej w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora. Za główny cel pracy uznano opracowanie klasyfikacji warunków wiatrowych: korzystnych, średni o korzystnych i niekorzystnych z punktu widzenia żeglarzy oraz stworzenie kalendarza, obrazującego zmiany udziału warunków wiatrowych zaliczanych do poszczególnych klas w ciągu sezonu żeglarskiego.

Klasy korzystności warunków wiatrowych zostały wydzielone na podstawie kryterium prędkości wiatru jako elementu decydującego o możliwości uprawiania żeglarstwa, a często o jego bezpieczeństwie. Podział został dokonany z uwzględnieniem doświadczenia żeglarskiego autorki i dostosowany do przeciętnych umiejętności trzech grup żeglarzy: początkujących, mających pewne doświadczenie (amatorów) oraz zaawansowanych (profesjonalistów).

Uwzględniając tak sporządzoną, klasyfikację opracowano kalendarz przedstawiający udział warunków zaliczonych do poszczególnych klas korzystności warunków wiatrowych w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego. Kalendarz taki może służyć przy wyborze odpowiedniego terminu pływania w zależności od indywidualnych umiejętności różnych żeglarzy. Ponieważ w planowaniu rejsu istotne znaczenie ma nie tylko informacja na temat prędkości wiatru ale także jego kierunku, dodatkowo opracowano kalendarz prawdopodobieństwa występowania nad Śniardwami poszczególnych typów warunków wiatrowych.

Przy wydzieleniu tych typów uwzględniono nie tylko prędkości wiatru ale także jego kierunek.

Oprócz szczegółowej charakterystyki warunków wiatrowych, w pracy szerzej zostały przedstawione również typowe sytuacje pogodowe mające istotne znaczenie dla żeglarzy jako mogące utrudnić żeglugę lub nawet stanowić zagrożenie bezpieczeństwa żeglarzy.

Materiały źródłowe i metody ich opracowania

W niniejszym opracowaniu dokonano oceny klimatu jeziora Śniardwy pod kątem potrzeb żeglarstwa. Na podstawie analizy temperatury powietrza oraz długości zalegania pokrywy lodowej i śnieżnej na Pojezierzu Mazurskim określono warunki odpowiednie do uprawiania żeglarstwa na Śniardwach na okres od maja do września. Nazwano go sezonem żeglarskim.

Oceny klimatu jeziora Śniardwy dokonano głównie na podstawie analizy zmian prędkości i kierunku wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach, należącej do sieci stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wykorzystano dane z pięciolecia 1986-1990. O wyborze tej stacji zadecydowało jej położenie w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora Śniardwy (rys. 1).



Rys. 1. Jezioro Śniardwy

Analizie poddano codzienne wyniki pomiarów kierunku i prędkości wiatru wykonywanych co 3 godziny w terminach 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 GMT. Pomiary dokonywane były za pomocą wiatromierza Wilda, który znajdował się na wysokości 12 m n.p.g. Były one dokonywane z dokładnością do 16 kierunków, a następnie sprowadzane do 8 podstawowych.

W celu sprawdzenia reprezentatywności stacji w Mikołajkach dla jeziora Śniardwy, 4 i 5 czerwca 2000 r. dokonano badań terenowych, obejmujących pomiary kierunku

i prędkości wiatru na brzegach jeziora. Wyniki tych badań porównano z wynikami obserwacji prowadzonych na stacji w Mikołajkach (rys. 2). Punkty pomiarowe założono na poszczególnych odcinkach brzegu jeziora. Były to:

- na wschodzie: Nowe Guty (rys. 3),
- na południu: Szeroki Ostrów (rys. 4),
- na zachodzie: Niedźwiedzi Róg oraz Popielno (rys. 5-6),
- na północy: Dziubiele (rys. 7).

Pomiary dokonywane były za pomoc anemometrów cyfrowych, na wysokości 1,5 m n.p.g. w godzinach 8.00-20.00 (co godzinę). Ze względu na przeszkody techniczne na dwóch stacjach odbyły się tylko pomiary jednodniowe, na pozostałych zaś dwudniowe.

Lokalizacja punktów pomiarowych



Rys. 2. Mikołajki



Rys. 3. Nowe Guty



Rys. 4. Szeroki Ostrów



Rys. 5. Niedźwiedzi Róg



Rys. 6. Popielno



Rys. 7. Dziubiele

Rys. 2. Lokalizacja punktów pomiarowych w dniach 4-5 06 2000 r. (skala 1:28 000)

Stacja meteorologiczna w Mikołajkach ($\varphi = 53^{\circ}47' N$, $\lambda = 21^{\circ}35'$, $h = 130$ m n.p.m., rys. 2). Mikołajki leżą na północno-wschodnim brzegu jeziora Mikołajskiego, stanowiącego północną, odnogę jeziora Śniardwy. Jezioro Mikołajskie położone jest w rymnie polodowcowej. Jego brzegi są strome i wysokie. Stwarza to dobre warunki do tworzenia się tzw. efektu tunelowego. Kierunek misy jeziornej (północno-zachód – południo-wschód) wpływa na zwiększoną częstość wiatru z kierunków: północno-zachodniego oraz zachodniego. Można też oczekiwać, że wiatr wiejący z tych kierunków może osiągać większą prędkość od wiatru wiejącego w poprzek rymny jeziornej. Elementy te należy uwzględnić w analizie warunków anemologicznych tego obszaru. Stacja meteorologiczna w Mikołajkach znajduje się w odległości około 4 km na północno-zachód od jeziora Śniardwy. Siedziba stacji zlokalizowana jest na południo-wschód od miasta. Na zachód od ogródka meteorologicznego znajduje się wysoka, około 20-metrowa skarpa, schodząca w dół do jeziora. W odległości 200 m na północno-zachód znajdują się niskie zabudowania ośrodka wczasowego.

Punkty pomiarowe założone w czasie serii obserwacyjnej w czerwcu 2000 roku

Punkt 1 – Nowe Gut y (rys. 3, wschodni brzeg jeziora). Punkt pomiarowy zlokalizowany był na piaszczystym terenie w odległości 3 m od brzegu jeziora w południowej części wsi Nowe Gut y. Teren był otwarty. Stanowisko pomiarowe zlokalizowane było w odległości 250 m na południo-zachód od najbliższych zabudowań. Przez wieś prowadzi droga asfaltowa. Punkt pomiarowy znajdował się w odległości 25 m od niej.

Punkt 2 – Szeroki Ostrów (rys. 4., północno-zachodnia część wyspy Szeroki Ostrów, południowa część jeziora). Punkt założony został na porośniętej trawą skarpie na wysokości około 20 m nad powierzchnią, jeziora. Znajdował się w odległości 25 m (od strony północno-zachodniej) od drzew porastających krawędź skarpy schodzącej do jeziora. W odległości 70 m na północno-wschód od stanowiska pomiarowego znajdował się las sosnowy, na południo-wschód zaś (w odległości około 100 m) – las akacjowy. Punkt znajdował się w odległości 10 m od brzegu jeziora, na skraju drogi polnej.

- Punkt 3 – Niedźwiedzi Róg (rys. 5, południowy brzeg jeziora Śniardwy). Punkt zlokalizowany został na południe od miejscowości Niedźwiedzi Róg w sąsiedztwie pola namiotowego, na drewnianym pomoście, wysuniętym 42 m w głąb jeziora. Od strony północno-zachodniej i południowo-wschodniej stanowisko pomiarowe otaczała niska roślinność szuwarowa, sięgająca około 1 m wysokości. Pole namiotowe otaczał las sosnowy, wchodzący w skład Puszczy Piskiej.
- Punkt 4 – Popielski Róg (rys. 6., zachodni brzeg jeziora Śniardwy). Punkt zlokalizowany był na zachodnim brzegu jeziora, na północ od stacji Instytutu Doświadczalnego Genetyki i Hodowli PAN w Popielnie, w niedalekiej odległości od przesmyku, łączącego Śniardwy z jeziorami: Mikołajskim oraz Bełdany. Punkt założony został na końcu betonowego nadbrzeża, przeznaczanego do cumowania jachtów. Osłonięty był z każdej strony niską roślinnością szuwarową, sięgającą około 1 m wysokości. Punkt znajdował się w znacznej odległości od najbliższych drzew.
- Punkt 5 – Dziubiele (rys. 7, północny brzeg jeziora). Punkt założony został na porośniętym trawą, północnym brzegu Śniardw na skarpie, zwanej Dziubielskie Góry, na wysokości 30 m nad powierzchnią jeziora, w odległości 1 km na południo-zachód od Dziubiele. Teren był otwarty. Najbliższe drzewa znajdowały się w odległości aż 1,5 km na zachód od wyznaczonego stanowiska. Punkt pomiarowy znajdował się w odległości 75 m od brzegu jeziora (w końcowym odcinku polnej drogi).

Metody opracowań

W niniejszym opracowaniu wykorzystano dane dotyczące kierunku i prędkości wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990 w okresie od 1 maja do 30 września, nazwanym wcześniej sezonem żeglarskim.

W celu ukazania zróżnicowania czasowego kierunku napływu powietrza nad Śniardwy wyznaczono częstość występowania każdego z kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach, dekadach i terminach obserwacyjnych. Uwzględniono także liczbę przypadków cisz.

Obliczono również średnie wartości prędkości wiatru, charakteryzujące kolejne miesiące, dekady i terminy obserwacyjne, uwzględniając przy tym poszczególne kierunki wiatru.

Aby potwierdzić prawidłowości stwierdzone w badanym pięcioleciu 1986-1990 na stacji meteorologicznej w Mikołajkach porównano uzyskane wyniki z wnioskami opisanymi w pracy B. Sienkiewicz (1978), dotyczącymi kierunku i prędkości wiatru w piętnastoleciu 1951-1990 na tej samej stacji.

W celu stwierdzenia trafności wyboru stacji w Mikołajkach dla oceny warunków wiatrowych panujących na Śniardwach porównano dane z tej stacji z 4 i 5 czerwca 2000 r. z wynikami obserwacji prowadzonych w tym samym czasie w pięciu punktach pomiarowych założonych bezpośrednio na brzegu jeziora.

W analizie wyników tej serii obserwacyjnej przyjęto założenie, że kierunki wiatru obserwowanego na stacji w Mikołajkach oraz w danym punkcie pomiarowym są zgodne, jeżeli różnica między nimi nie przekraczała 45°. Uznano, że niewielkie różnice w kierunku wiatru stwierdzonym w obydwu tych punktach są możliwe i wynikają przede wszystkim z czynników lokalnych (rysów rzeźby lub pokrycia terenu), oraz z dokładności wykonywania pomiarów, związanej ze stosowaniem innego rodzaju sprzętu pomiarowego. Na stacji meteorologicznej pomiary wykonuje się bowiem za pomocą wiatromierza Wilda, natomiast podczas pomiarów terenowych używane były anemometry cyfrowe. Ponadto wiatromierz stacyjny znajdował się na innej wysokości niż anemometry używane na punktach pomiarowych.

Aby określić warunki wiatrowe odpowiednie dla poszczególnych grup żeglarzy (początkujących, mających pewne doświadczenie (amatorów), zaawansowanych (profesjonalistów) opracowano trójstopniową klasyfikację korzystności warunków wiatrowych. Szersze omówienie podstaw tej klasyfikacji zawiera podrozdział 5.

Określono udział przypadków wystąpienia warunków wiatrowych zaliczonych do poszczególnych klas korzystności w sezonie żeglarskim oraz w kolejnych jego dekadach.

Wyznaczono też prawdopodobieństwo pojawienia się w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego różnych typów warunków wiatrowych, określonych przez wystąpienie danego kierunku wiatru i określonej jego prędkości. Prawdopodobieństwo to zostało obliczone według wzoru:

$$\frac{n_{\text{kier+klas}}}{n_{\text{kier}}} \cdot \frac{n_{\text{kier}}}{n_{\text{og}}}$$

gdzie: $n_{\text{kier+klas}}$ – liczba przypadków wystąpienia danej klasy warunków wiatrowych przy danym kierunku wiatru, n_{kier} – ogólna liczba przypadków wystąpienia danego kierunku wiatru, n_{og} – ogólna liczba obserwacji.

Wyróżnienie klas warunków korzystnych i niekorzystnych na podstawie prędkości wiatru

W polskiej literaturze brak fachowego opracowania umożliwiającego określenie warunków korzystnych i niekorzystnych dla potrzeb żeglarstwa. Istnieje wiele prac poświęconych poszczególnym aspektom tego zagadnienia jak np. oceny atrakcyjności jeziora, pojemności turystycznej danego szlaku. Prace te oparte są, jednak na subiektywnej ocenie, najczęściej wizualnej, która nie może stać się podstawą do obiektywnego oszacowania przydatności warunków naturalnych dla żeglarstwa.

Poszczególne elementy meteorologiczne, jak promieniowanie, temperatura i wilgotność powietrza, parowanie, zachmurzenie, opady atmosferyczne, widzialność oraz wiatr mają, wpływ na uprawianie żeglarstwa. Niewątpliwie jednak największe wśród nich znaczenie należy przypisać wiatrowi, który jest zarówno warunkiem koniecznym do uprawiania tego sportu, jak i (w pewnych warunkach) największym zagrożeniem dla żeglarzy.

Na podstawie prędkości wiatru możliwe jest stworzenie najbardziej obiektywnej oceny trudności warunków atmosferycznych oraz ich korzystności lub niekorzystności dla uprawiania żeglarstwa. Jest ona jedynym kryterium określającym potencjalne możliwości każdej jednostki manewrowej. W karcie rejestracyjnej każdego jachtu określa się maksymalną prędkość wiatru, podczas której jacht jest zdolny do manewrowania i jednocześnie nie jest zagrożone jego bezpieczeństwo.

Na podstawie obserwacji zachowania się ożagłowania statku w XIX w. została stworzona 13-stopniowa skala Beauforta. Następnie każdy stopień tej skali opisano podając dokładny opis powierzchni morza, później zaś powierzchni jeziora śródlądowego.

W pracy wprowadzono trójstopniową klasyfikację korzystności warunków dla uprawiania żeglarstwa (tab. 1). Opracowując ją wyróżniono warunki: korzystne, średnio korzystne oraz niekorzystne.

Tabela 1. Klasy korzystności warunków wiatrowych

Klasy		Stopień Beauforta (°B.)	Prędkość wiatru [m/s]
Korzystna		1	0,3-1,5
		2	1,6-3,3
Średnio korzystna		3	3,4-5,4
		4	5,5-7,9
Niekorzystna	Wiatrowa	5	8,0-10,7
	Bezwietrzna	0	0,0-0,2

Klasy wydzielono na podstawie oceny umiejętności żeglarskich oraz znajomości stopnia trudności prowadzenia jachtu kabinowego (mieczowo-balastowego, o średniej długości 7 m) w określonych warunkach wiatrowych.

Do klasy **warunków korzystnych** zaliczono warunki, w których siła wiatru nie przekracza 2°B (prędkość 3,3 m/s). Pływanie jest wtedy bezpieczne dla każdego żeglarza. Nawet początkujący są, w stanie poradzić sobie z prowadzeniem jachtu. Dodatkowo sprzyjające jest stosunkowo niewielkie rozfalowanie powierzchni jeziora – stan wody 2. Jednocześnie wiatr jest na tyle silny, że ułatwia jednostce manewrowej poruszanie się.

Stan wody, określane według skali Pedersena, oznacza stopień rozfalowania powierzchni wodnej (Głowacki, 1979). Powietrze uderzając w taflę wody wprawia ją w ruch, powodując rozfalowanie. Im zjawisko to jest bardziej długotrwałe, tym dłuższy jest czas potrzebny na uspokojenie rozfalowania. Oceny stanu wody dokonuje się wizualnie poprzez określenie długości i wysokości fali, następnie przypisując odpowiednio stopień w skali Pedersena.

Zazwyczaj podczas takich warunków na jeziorze można zaobserwować wiele jachtów, co stwarza równie większe prawdopodobieństwo kolizji. Są to jednak przypadki sporadyczne, gdyż warunki wiatrowe nie powodują zagrożeń, tj. nadmiernej prędkości jachtu, przechyłu lub utracenia zdolności manewrowej.

Warunki średnio korzystne, określone na 3-4°B (prędkość 3,4-7,9 m/s), są już trudniejsze. Uprawianie żeglarstwa możliwe jest tylko dla osób, które posiadają większe kwalifikacje i doświadczenie, potwierdzone patentem żeglarskim. Przy tej sytuacji konieczna jest do prowadzenia żagłówki fachowa wiedza o manewrowaniu jachtem, sposobie doboru ożagłowania odpowiednio do siły wiatru, zachowaniu środków bezpieczeństwa w razie kolizji bądź wywrotki, umiejętności prowadzenia jachtu podczas większego rozfalowania wody oraz umiejętności podejścia do nadbrzeża (kei) i zacumowania.

Tak wiele wymagań sprawia, że przy opisanych warunkach wiatrowych zmniejsza się liczba jachtów na jeziorze. Nieumiejętna ocena własnych możliwości odpowiednio do prędkości wiatru doprowadza często do niebezpiecznych wypadków.

Warunki niekorzystne podzielono ją na dwie podgrupy: wiatrów oraz bezwietrzną. Inne są, bowiem trudności w prowadzeniu jachtu podczas silnych wiatrów, inne zaś podczas ciszy, kiedy to jacht nie ma zdolności przesuwania się w zatłoczonym kierunku. Do pierwszej z podgrup zaliczono wiatr o sile 5°B (prędkość 8,0-10,7 m/s) lub większej. Ciszę, tzw. flautę, podczas której uprawianie żeglarstwa nie jest możliwe, zaliczono do klasy warunków niekorzystnych bezwietrznych.

W sytuacji, gdy prędkość wiatru przekracza 5°B (prędkość powyżej 10,7 m/s) zdolność prowadzenia jachtu jest ograniczona ze względu na duże rozfalowanie powierzchni jeziora (stan wody 4). Bardzo istotna jest w takich przypadkach również znajomość zachowania danej jednostki w określonych warunkach oraz posiadanie większych kwalifikacji żeglarskich w celu odpowiedniego prowadzenia jachtu oraz uniknięcia wypadku.

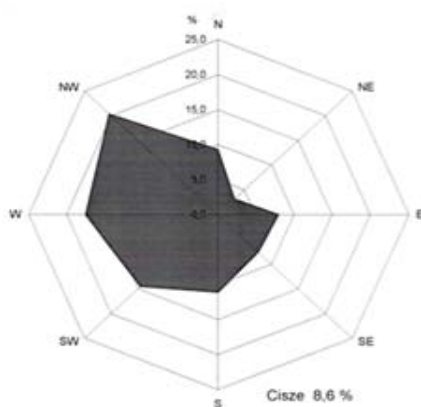
Przyjęta w pracy trójstopniowa klasyfikacja stała się podstawą do wyznaczenie kalendarza klas korzystnych, średnio korzystnych i niekorzystnych do uprawiania żeglarstwa na Śniardwach.

Średnia częstość kierunków wiatru i jego prędkość nad Śniardwami w sezonie żeglarskim

Wiatr w istotny sposób określa warunki uprawiania żeglarstwa. Z tego powodu w niniejszej pracy podjęto analizę zmian kierunku i prędkości wiatru w sezonie żeglarskim na jeziorze Śniardwy. W najbliższym sąsiedztwie jeziora, w Mikołajkach, znajduje się stacja meteorologiczna. Dokonano analizy danych, charakteryzujących warunki anemologiczne na tej stacji w pięcioleciu 1986-1990, uwzględniając okres od maja do września, nazwany wcześniej sezonem żeglarskim. Pomiary kierunku i prędkości wiatru w Mikołajkach dokonywane były wiatromierzem Wilda co 3 godziny. Liczba dokonanych obserwacji wynosiła 6120, w tym po 1240 obserwacji przypadało na maj, lipiec i sierpień oraz po 1200 na czerwiec i wrzesień. Tak szczegółowe dane pozwoliły na określenie prawidłowości charakteryzujących warunki klimatyczne okolic jeziora Śniardwy.

Kierunek wiatru

W badanych miesiącach okresu 1986-1990 w Mikołajkach zaznaczyła się przewaga wiatrów z sektora zachodniego, szczególnie północno-zachodniego i zachodniego (rys. 8). Udział wiatrów z tych kierunków wynosił odpowiednio 20,4% i 17,5%. Często występował także wiatr południowo-zachodni, który stanowi 14,5% wszystkich pomiarów. Najrzadziej występował wiatr północno-wschodni, którego udział w badanym okresie wynosi 3,1%. Cisze stanowiły 8,6% wszystkich obserwacji.



Rys. 8 Częstość kierunków wiatru i ciszy w sezonie w Mikołajkach (1986-1990)

Przewaga wiatrów zachodnich, jak już wspomniano, stanowi charakterystyczny rys klimatu Polski, w tym jej północno-wschodniej części. Przyczynia się do niej silniejszy latem rozwój Wyżu Azorskiego, którego klin sięga nieraz nad obszar Polski. Słabszy w tej porze roku jest Niż Islandzki, z którym związane są rodziny niżów, wędrujące ku wschodowi.

Przemieszczającym się niżom towarzyszy cyrkulacja południowa (na zachodzie ostatniego ośrodka cyklonalnego) oraz północna (na wschodzie pierwotnego ośrodka niżowego). Związane jest to z towarzyszącymi rodzinom niżowym ośrodkami antycyklonalnymi, tzw. „zamykającymi”, blokującymi swobodny przepływ powietrza w kierunku równoleżnikowym (Okołowicz, 1969).

Zmiany częstości kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach sezonu żeglarskiego

Częstości kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach sezonu żeglarskiego potwierdza prawidłowości charakterystyczne dla Polski północno-wschodniej.

W maju przeważały wiatry północno-zachodnie oraz północne. Łączny udział wiatru z sektora północnego wynosi ponad 45% (tab. 2-3). Częsty napływ mas powietrza z tego sektora jest, jak wspomniano, typowy w Polsce wiosną. Często są to napływające z północy masy powietrza arktycznego, przynoszące znaczne ochłodzenie.

Udział napływu powietrza z pozostałych kierunków był wyrównany i wynosił po około 10% wszystkich obserwacji. Warto zwrócić uwagę na relatywnie dużą aktywność wiatrów z sektora wschodniego (niemal 25% obserwacji). Częstsze ich występowanie związane było prawdopodobnie z osłabieniem cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem, typowym dla przejściowych pór roku.

Stwierdzono większy w ciągu całego dnia udział wiatrów zachodnich i północno-zachodnich. Wynosi on powyżej 15%. W godzinach dziennych (9, 12, 15) duży udział wiatru z tych kierunków może wskazywać na występowanie bryzy dziennej

O godzinie 18⁰⁰ udział wiatru zachodniego spadł do 12,9%, co mogłoby świadczyć o zmianie kierunku bryzy z dziennego na nocny. W godzinach nocnych i porannych (21, 0, 3, 6) zaobserwowano niewielki wzrost udziału wiatru południowo-wschodniego, co mogłoby świadczyć o występowaniu bryzy nocnej, lecz nie był on wyraźny. W podobnej porze doby (godz. 0, 3, 9) można było również zaobserwować wzrost udziału wiatru południowo-zachodniego, którego udział wynosił około 18%.

Tabela 2. Częstość kierunku wiatru i ciszy (%) w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach (1986-1 990)

Miesiąc	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
V	14,0	7,4	8,0	9,0	9,9	8,5	11,0	23,9	8,2
VI	12,0	3,2	10,7	6,6	9,6	7,8	14,6	26,8	8,8
VII	9,5	1,5	10,0	4,4	9,8	15,2	20,6	21,2	7,7
VIII	4,4	1,7	7,3	9,6	13,6	18,5	21,2	14,6	9,1
IX	6,7	1,4	3,9	7,9	12,8	22,7	19,9	15,7	9,0
Sezon	9,3	3,1	8,0	7,5	11,1	14,5	17,5	20,4	8,6

Tabela 3. Częstość kierunków wiatru i ciszy (%) w różnych porach doby w sezonie żeglarskim w Mikołajkach (1986-1990)

Godz.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
0	8,1	2,5	5,1	7,7	11,1	16,3	15,8	20,2	13,2
3	8,5	2,6	5,2	6,8	10,3	18,2	16,6	18,2	13,6
6	6,8	3,0	8,0	10,3	9,8	18,6	18,9	17,0	7,6
9	9,5	2,9	12,4	8,5	12,4	12,4	21,4	17,1	3,4
12	9,3	4,1	10,2	6,7	12,2	13,2	19,6	22,2	2,5
15	11,0	3,4	10,1	6,1	11,6	12,0	18,6	23,1	4,1
18	11,9	3,9	7,3	7,6	10,2	11,5	12,9	23,2	11,5
21	9,5	2,1	5,5	6,4	11,5	13,9	16,1	22,2	12,8

Analiza wykazała pewne zmiany średniej prędkości wiatru, charakteryzującej poszczególne jego kierunki w ciągu sezonu żeglarskiego (tab. 4). Średnia miesięczna prędkość wiatru w maju była najwyższa w sezonie żeglarskim i wynosiła 2,8 m/s. W tym miesiącu silne okazały się szczególnie wiatry: północno-wschodni, wschodni, południowy oraz zachodni. Ich średnia prędkość przekraczała 3,0 m/s. W czerwcu, lipcu i sierpniu średnia prędkość wiatru była wyraźnie mniejsza niż w maju i wynosiła 2,3-2,4 m/s. W czerwcu najsilniejszy był wiatr południowy (średnia prędkość 3,0 m/s), w lipcu wschodni (średnia prędkość 3,2 m/s), w sierpniu północno-zachodni (średnia prędkość 2,9 m/s). Mniejsze wartości średniej prędkości wiatru latem tłumaczyć można tym, że prędkość przemieszczania się mas powietrza w kierunku poziomym zmniejszają wówczas prądy konwekcyjne, rozwijające się często nad nagrzaną powierzchnią lądową.

Tabela 4. Średnia prędkość wiatru w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach przy różnych kierunkach adwekcji (1986-1990)

Miesiąc	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Średnia	Największa
V	2,8	3,2	3,2	2,8	3,0	2,8	3,1	2,8	2,7	9,0
VI	2,5	1,6	2,8	2,6	3,0	2,4	2,5	2,8	2,4	8,0
VII	2,1	1,8	3,2	2,4	2,7	2,5	2,6	2,3	2,3	9,0
VIII	2,1	1,4	2,8	2,4	2,6	2,4	2,8	2,9	2,4	9,0
IX	2,0	1,4	3,4	2,9	3,1	2,8	3,1	2,4	2,5	8,0
Sezon	2,4	2,3	3,0	2,6	2,9	2,6	2,8	2,6	2,5	9,0

Po okresie letniego zmniejszania prędkości wiatru, we wrześniu ponownie zaobserwowano jej wzrost. Silniejsze były wiatry z kierunków: wschodniego (3,4 m/s), południowego (3,1 m/s) oraz zachodniego (3,1 m/s).

Średnia prędkość wiatru w poszczególnych porach doby sezonu żeglarskiego

Bardzo wyraźne są, zmiany średniej prędkości wiatru w poszczególnych terminach obserwacyjnych. Analiza dobowego rozkładu prędkości wiatru pozwoliła stwierdzić większą jego średnią prędkość podczas godzin dziennych: 9⁰⁰, 12⁰⁰, 15⁰⁰ oraz 18⁰⁰, mniejszą podczas nocnych: 21⁰⁰, 0⁰⁰, 3⁰⁰ i 6⁰⁰ (tab. 5). Uwarunkowane jest to ożywieniem prądów powietrza w ciągu dnia, przy znacznej różnicy nagrzania powierzchni wodnej i lądowej.

Tabela 5. Średnia prędkość wiatru (m/s) w poszczególnych porach doby sezonu żeglarskiego w Mikołajkach przy różnych kierunkach adwekcji (1986-1990)

Godz.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Średnia	Największa
0	1,8	2,2	2,9	2,1	2,8	2,3	2,5	2,1	2,0	7,0
3	2,2	2,0	3,0	2,3	2,8	2,4	2,3	2,0	2,0	8,0
6	2,3	2,1	2,8	2,4	2,9	2,5	2,5	2,5	2,3	9,0
9	2,9	2,9	3,1	3,2	3,0	3,1	3,1	3,0	3,0	8,0
12	3,0	2,7	3,5	3,7	3,3	3,2	3,4	3,3	3,2	8,0
15	3,0	2,4	3,1	3,0	3,0	2,8	3,2	3,2	3,0	9,0
18	2,1	1,9	2,5	2,3	2,4	2,2	2,6	2,7	2,1	9,0
21	1,7	2,5	3,0	2,2	2,6	2,2	2,4	2,2	2,0	7,0

Stwierdzono, iż podczas całej doby silniejszy wiatr związany był z adwekcją ze wschodu i południa.

Od godz. 9⁰⁰ do 21⁰⁰ silniejszy wiatr wystąpił również z zachodu. Jego średnia prędkość wynosiła około 3,0 m/s. Szczególnie w godzinach dziennych (9, 12, 15) stwarzało to utrudnione warunki w prowadzeniu jachtu, gdyż w tych terminach obserwacyjnych udział wiatru z wspomnianych kierunków był największy.

Częstość występowania poszczególnych klas korzystności warunków wiatrowych

Analiza średniej prędkości wiatru umożliwia ogólne rozeznanie w warunkach wiatrowych. Dla żeglarzy istotniejsza jest jednak analiza częstości, z jaką wystąpić może wiatr o danej prędkości. Z tego względu dokonano analizy wiatru o prędkości, zawierającej się w wyróżnionych wcześniej klasach: korzystnej, średnio korzystnej oraz niekorzystnej. Klasy korzystności warunków wiatrowych zostały dokładniej omówione w rozdziale I. Do klasy korzystnej zaliczono wiatr o prędkości od 1 do 3 m/s (1-2°B). Jego udział wynosił 68,4% wszystkich obserwacji. Wiatr najslabszy, o prędkości równej 1 m/s (1°B), stanowił około 21,0% wszystkich obserwacji. Największą częstość jego występowania zanotowano podczas adwekcji powietrza z północo-wschodu i północy (tab. 6-7).

Tabela 6.. Częstość kierunków wiatru (%) w przedziałach prędkości w sezonie żeglarskim (Mikołajki, 1986-1990)

Sk. Beauforta	m/s	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Ogólnie
0	Cisza									8,6
1	1	30,1	40,1	16,0	22,6	20,2	19,3	21,2	25,3	20,9
2	2-3	53,4	40,1	49,4	53,9	49,1	60,9	50,1	50,0	47,5
3	4-5	13,0	13,4	28,9	18,5	26,2	18,0	23,1	20,5	19,1
4	6-7	3,3	5,9	4,1	5,0	4,1	1,8	4,9	3,6	3,5
5	8-10	0,2	0,5	1,6	0,0	0,4	0,0	0,7	0,6	0,4

Tabela 7. Częstość kierunków wiatru i ciszy (%) w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach (1951-1965)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
V	12,4	5,2	10,2	8,1	8,0	8,1	12,7	20,8	14,5
VI	11,2	5,5	9,5	7,0	8,2	10,9	13,7	22,1	11,9
VII	8,3	4,8	7,4	6,0	10,6	16,1	15,7	16,7	14,4
VIII	4,9	3,3	6,5	6,3	10,0	20,3	20,7	15,3	12,7
IX	4,3	2,1	7,9	9,3	11,1	20,7	18,9	12,5	13,2

Porównanie rozkładu prędkości wiatru było nieco utrudnione. W latach 1951-1965 zanotowano większą średnią prędkość wiatru niż w pięcioleciu 1986-1990 (tab. 8). Nie

można wykluczyć, że było to spowodowane zmianą wysokości wiatromierza używanego na stacji. W lipcu 1958 roku obniżono jego wysokość z 14 m na 12 m n.p.g.

Tabela 8. Różnice między średnią prędkością wiatru w Mikołajkach w sezonie żeglarskim okresu 1986-1990 i w sezonie żeglarskim okresu 1951-1965 (w m/s)

m-c	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	średnia
V	-0,7	-0,1	-0,1	-0,9	-0,5	-0,5	-0,3	-1,1	-0,2
VI	-0,9	-2,0	-0,4	-1,2	-0,4	-0,7	-0,8	-0,5	-0,6
VII	-1,2	-1,6	0,3	-0,6	-0,3	-0,6	-1,0	-0,7	-0,5
VIII	-1,2	-1,3	-0,5	-1,4	-1,2	-1,0	-0,7	-0,5	-0,6
IX	-1,6	-0,9	-0,2	-0,9	-0,7	-0,6	-0,3	-1,3	-0,5

W maju średnia prędkość była mniejsza o 0,2 m/s. W pozostałych miesiącach różnica ta wzrosła do 0,5-0,6 m/s. Największe różnice między średnimi wartościami prędkości wiatru przypadają na wiatr z kierunku północnego (od 0,7 do 1,6 m/s) oraz północno-wschodniego (od 0,9 do 1,6 m/s).

Porównując pomiary wykonane na stacji w Mikołajkach i w Nowych Gutach stwierdzono zgodność kierunku wiatru podczas sześciu terminów obserwacyjnych. Większą prędkość wiatru na punkcie pomiarowym od zanotowanej na stacji w Mikołajkach obserwowano tylko w trzech terminach obserwacyjnych. Była ona większa o 1,6-2,1 m/s i obserwowana podczas adwekcji z zachodu. Wiatr napływający z tego kierunku, przemieszczając się ponad rozległą powierzchnią jeziora, osiąga znaczną prędkość zanim dotrze do Nowych Gut, położonych na wschodnim brzegu jeziora.

Szeroki Ostrów. 4 czerwca 2000 r. od godz. 9⁰⁰ do 14⁰⁰ występował wiatr północno-wschodni. Jego prędkość wynosiła od 0,2 do 2,3 m/s (tab. 9).

Tabela 9. Kierunek oraz prędkość wiatru w Mikołajkach i na Szerokim Ostrowie (4.06.2000 r.)

Godz.	Mikołajki		Szeroki Ostrów	
	Kierunek	Prędkość	Kierunek	Prędkość
8	C	-	C	-
9	C	-	NE	0,9
10	SE	2,0	NE	1,4
11	N	1,0	NE	1,0
12	C		NE	1,7
13	SE	1,0	NE	0,2
14	SE	1,0	NE	2,3
15	NE	2,0	N	1,9
16	ENE	2,0	NE	3,6
17	NE	2,0	NE	1,5
18	ENE	3,0	E	2,4
19	NE	1,0	E	3,4
20	E	1,0	-	-

Podczas kolejnych obserwacji zanotowano wiatr z sektora północnego (o godz. 14⁰⁰ północny, o 15⁰⁰ i 16⁰⁰ – północno-wschodni), o prędkości 1,5-3,6 m/s. Podczas ostatnich pomiarów, o godz. 18⁰⁰ oraz 19⁰⁰, zaobserwowano zmianę kierunku wiatru na wschodni. Prędkość jego wynosiła odpowiednio 2,4 i 3,4 m/s.

Porównanie danych z punktu pomiarowego Szeroki Ostrów z zanotowanymi na stacji meteorologicznej w Mikołajkach wykazała dużą, zgodność kierunku wiatru na obu tych stacjach. Tak jak na poprzednich stanowiskach zgodność ta była większa w godzi-

nach południowych (między 15⁰⁰ a 19⁰⁰). Większa prędkość wiatru na stanowisku pomiarowym obserwowana była tylko podczas dwóch terminów obserwacyjnych. Wynosiła ona o 1,6 oraz 2,4 m/s więcej niż na stacji w Mikołajkach, szczególnie wyraźna była podczas napływu powietrza z północo-wschodu, przy którym punkt pomiarowy na Szerokim Ostrowie nastawiony jest na bezpośrednie uderzenie wiatru, przemieszczającego się nad powierzchnią jeziora.

5 czerwca 2000 r. przeważał wiatr północno-zachodni oraz zachodni. O godz. 8⁰⁰ zanotowano wiatr północny o prędkości 1,2 m/s (tab. 10).

Tabela 10. Kierunek oraz prędkość wiatru w Mikołajkach i na Szerokim Ostrowie (5.06.2000 r.)

Godz.	Mikołajki		Szeroki Ostrów	
	Kierunek	Prędkość	Kierunek	Prędkość
8	WNW	1,0	N	1,2
9	ESE	1,0	W	1,3
10	WNW	1,0	W	1,5
11	WNW	1,0	NW	1,5
12	N	1,0	NW	1,2
13	N	2,0	W	0,6
14	NW	2,0	W	0,8
15	N	2,0	N	0,9
16	N	3,0	N	1,0
17	NE	3,0	NE	2,1
18	ENE	3,0	N	1,8
19	NE	3,0	N	0,8
20	ENE	2,0	N	0,8

Podczas dwóch kolejnych obserwacji zaobserwowano wiatr zachodni o prędkości odpowiednio 1,3 oraz 1,5 m/s. O godz. 11⁰⁰ i 12⁰⁰ wystąpił wiatr północno-zachodni o prędkości 1,5 oraz 1,2 m/s. O godz. 13⁰⁰ i 14⁰⁰ wiatr zmienił kierunek na zachodni, a prędkość jego uległa zmniejszeniu do około 0,7 m/s. Kolejne dwie godziny charakteryzowały się zmianą kierunku wiatru na północny oraz wzrostem jego prędkości do około 1,0 m/s. Podczas pozostałych obserwacji dokonanych w tym dniu zaobserwowano wiatr z sektora północnego, wiejący z prędkością 0,8 do 2,1 m/s.

Porównując dane ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach z danymi zaobserwowanymi na stanowisku pomiarowym Szeroki Ostrów stwierdzono, iż prędkość na obu tych stacjach była zbliżona. Różnice wynosiły od 0,2 do 0,5 m/s.

Podsumowanie

Żeglarstwo jest sportem popularnym w Polsce, ze względu na dużą liczbę jezior, ukształtowanych podczas ostatniego zlodowacenia. Z myślą o żeglarzach w pracy podjęto próbę analizy warunków wiatrowych, charakteryzujących Śniardwy – największe z jezior Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, stanowiące co roku cel rejsów bardzo licznej grupy użytkowników jachtów.

W analizie, mającej na celu określenie prawidłowości charakteryzujących warunki wiatrowe panujące na Śniardwach, wykorzystano dane dotyczące kierunku i prędkości wiatru z pięciolecia 1986-1990 ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach. Stacja ta położona jest w odległości 4 km na północo-zachód od brzegu jeziora. Rozpatrzono dane z okresu maj – wrzesień, przyjętego za sezon żeglarski. Na serię obserwacyjną, składały się wyniki codziennych pomiarów kierunku i prędkości wiatru z kolejnych terminów obserwacyjnych (ośmiu w ciągu doby).

Analiza zmian kierunku wiatru obserwowanego na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w ciągu sezonu żeglarskiego wykazała prawidłowości charakterystyczne w Polsce północno-wschodniej. W całym sezonie przewagę miał wiatr z sektora zachodniego, szczególnie północno-zachodni (20,4% wszystkich obserwacji) oraz zachodni (17,5% wszystkich obserwacji). Najmniejszą frekwencją wyróżnił się kierunek północno-wschodni. Jego udział wynosi zaledwie 3,1% wszystkich obserwacji.

Pewną odrębność wykazały warunki wiatrowe w maju, kiedy zaznaczył się większy udział wiatru północnego (14% obserwacji w tym miesiącu) i wschodniego (8%). Ponadto we wrześniu zaobserwowano większy udział adwekcji południowej (12,8% obserwacji).

Analiza częstości występowania poszczególnych kierunków wiatru w kolejnych terminach obserwacyjnych wykazała oprócz widocznej w ciągu całego dnia przewagi wiatrów z sektora zachodniego (około 50%), zwiększony udział wiatru wschodniego o godz. 9⁰⁰ (12,4%) oraz północnego o godz. 18.00 (11,9%). Może to wskazywać na istnienie cyrkulacji bryzowej, a dokładniej – zmian jej kierunku z dziennego na nocny i z nocnego na dzienny. Na stacji meteorologicznej w Mikołajkach bryzę dzienną zwiastuje wiatr z sektora zachodniego, nocną zaś – ze wschodniego.

Średnia miesięczna prędkość wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w sezonie żeglarskim okresu 1986-1990 wynosiła od 2,3 m/s (w lipcu) do 2,7 m/s (w maju). Średnia prędkość wiatru napływającego z poszczególnych kierunków była zróżnicowana. Największe jej wartości charakteryzował wiatr z kierunków o największej frekwencji na tym obszarze, tj. zachodniego (2,8 m/s) i północno-zachodniego (2,6 m/s). Najmniejsza średnia prędkość wiatru związana była z adwekcją z północno-wschodu (2,3 m/s).

Wyznaczenie średniej prędkości wiatru z poszczególnych kierunków w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego pozwoliło wskazać pewną czasową zmienność w tym układzie. Tak np. wiatr północny na początku sezonu żeglarskiego miał zwykle dość dużą prędkość, potem zaś była ona zazwyczaj znacznie niższa.

Biorąc pod uwagę położenie stacji meteorologicznej w Mikołajkach w pewnej odległości od jeziora Śniardwy, przeprowadzono też serię badań terenowych służących porównaniu wyników obserwacji wiatru uzyskiwanych w Mikołajkach z tymi, które otrzymuje się bezpośrednio nad jeziorem.

W dniach 4 i 5 czerwca 2000 roku wykonano dwudniowe pomiary terenowe. Punkty pomiarowe założono na poszczególnych odcinkach brzegu jeziora. Znajdowały się one w Dziubielach, Nowych Gutach, na Szerokim Ostrowie, w Niedźwiedzim Rogu oraz w Popielnie. Na pierwszych trzech stanowiskach odbyły się pomiary dwudniowe, na pozostałych zaś z przyczyn technicznych jednodniowe. Porównanie wyników obserwacji pozwoliło stwierdzić dużą, zgodność kierunku i prędkości wiatru mierzonych na stacji meteorologicznej w Mikołajkach i w punktach pomiarowych usytuowanych nad jeziorem. Dowodzi to tego, że w codziennej praktyce można wnioskować o warunkach wiatrowych, panujących na Śniardwach na podstawie wyników obserwacji prowadzonych w Mikołajkach. Jest to wniosek bardzo ważny z punktu widzenia żeglarzy, pływających na tym akwenie.

Stwierdzenie, że okres 1986-1990 jest odpowiedni do analizy warunków wiatrowych rozpatrywanego obszaru oraz że obserwacje prowadzone w Mikołajkach pozwalają ocenić sytuację panującą na Śniardwach umożliwiło przejście do najważniejszej części pracy.

Celem jej było stworzenie kalendarza prawdopodobieństwa wystąpienia korzystnych, średnio korzystnych i niekorzystnych warunków wiatrowych na Śniardwach oraz wskazanie najczęściej występujących na tym akwenie warunków wiatrowych.

Realizując ten cel stworzono trójstopniową klasyfikację korzystności warunków wiatrowych dla uprawiania żeglarstwa na podstawie kryterium prędkości wiatru. Do klasy warunków korzystnych zaliczono warunki, w których prędkość wiatru nie przekracza 3 m/s. Uprawianie żeglarstwa nie jest wtedy trudne, jednocześnie ewentualny brak większego doświadczenia niektórych żeglarzy nie powoduje żadnych zagrożeń bezpieczeństwa jachtu i załogi.

Do klasy średnio korzystnej zaliczono wiatr o prędkości 4-7 m/s. Klasę warunków niekorzystnych podzielono na wiatrową i bezwietrzną. Do pierwszej z nich zaliczono wiatr najsilniejszy, o prędkości ponad 8 m/s, do drugiej zaś ciszę.

Obliczono prawdopodobieństwo występowania warunków wiatrowych zaliczonych do poszczególnych klas korzystności w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego. Umożliwiło to wskazanie okresów kiedy dominują korzystne warunki wiatrowe (zatem jest on odpowiedni do uprawiania żeglarstwa przez osoby mniej doświadczone) i takich, kiedy zwiększony udział mają warunki niekorzystne (zatem są one odpowiednie raczej dla żeglarzy profesjonalistów).

Za okres najbardziej korzystny dla uprawiania żeglarstwa, niezależnie od posiadanych umiejętności, uznano przełom lipca i sierpnia (21.07-10.08). Typowa w tym okresie mała średnia prędkość wiatru nie stwarza trudności w manewrowaniu jachtem i pozwala na prowadzenie jachtu nawet przez osoby mało doświadczone.

Za okres o zwiększonym prawdopodobieństwie występowania warunków średnio korzystnych uznano drugą dekadę czerwca (11 – 20.06). Częściej występująca wówczas prędkość wiatru 4-7 m/s może stwarzać trudności w manewrowaniu jachtem dla niektórych żeglarzy. Potrzebna jest już większa wiedza z zakresu teorii manewrowania jachtem, aby być w stanie bezpiecznie żeglować i nie stwarzać niebezpieczeństwa dla innych jednostek. Rejs w tym czasie powinni więc planować żeglarze amatorzy, posiadający pewne doświadczenie żeglarskie.

Najmniej korzystne warunki wiatrowe dla uprawiania żeglarstwa wyznaczono na: maj (pierwszą i ostatnią dekadę) oraz środkową dekadę września. Prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów o prędkości ponad 8 m/s jest wówczas stosunkowo duże. Warunki takie powinni wybrać żeglarze profesjonalści, którzy w razie gwałtownej zmiany pogody umieją zachować panowanie nad jachtem i bezpiecznie doprowadzić go do portu.

Cisze są, równie niekorzystne dla żeglarzy, gdyż całkowicie uniemożliwiają prowadzenie jachtu. Największe prawdopodobieństwo ich wystąpienia wyznaczono na środek maja, początek czerwca, środek sierpnia oraz koniec września.

Ponieważ w planowaniu rejsu ważne jest zarówno prawdopodobieństwo wystąpienia nie tylko określonej prędkości wiatru, ale i danego jego kierunku wyznaczono także prawdopodobieństwo występowania poszczególnych typów warunków wiatrowych na Śniardwach. Określając typ warunków wiatrowych uwzględniono kierunek wiatru i jego prędkość. Stwierdzono, że na rozpatrywanym obszarze największe jest prawdopodobieństwo występowania wiatru północno-zachodniego o prędkości 1-3 m/s. Sytuacja taka jest typowa szczególnie w okresie od 11 czerwca do 10 lipca, kiedy to prawdopodobieństwo jej wystąpienia przekracza 20%. Inne typy warunków wiatrowych często pojawiające się nad Śniardwami to występowanie wiatru o prędkości 1-3 m/s z kierunków: północnego (zwłaszcza w maju i czerwcu prawdopodobieństwo ok. 10%) oraz zachodniego i południowo-zachodniego (szczególnie w drugiej połowie sezonu żeglarskiego – prawdopodobieństwo ponad 15%).

W pracy przedstawiono także wybrane sytuacje pogodowe, które mogą ułatwiać bądź utrudniać żeglugę lub nawet stanowić zagrożenie dla jachtu i jego załogi. Uwzględniono występowanie bryzy, pojawianie się burz, mgły, przejścia frontów atmosferycznych, występowanie intensywnych opadów oraz białego szkwału. Wskazano możliwość pojawiania się tych sytuacji nad Śniardwami oraz opisano rodzaje ułatwień, utrudnień lub zagrożeń, jakie przynoszą one żeglarzom.

Niniejsza praca jest pierwszą oceną klimatu jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarzy, w której omówiono przede wszystkim warunki wiatrowe. Zamierzeniem autorki było, aby opracowany przez nią kalendarz warunków wiatrowych mógł być pomocny dla osób o różnym doświadczeniu żeglarskim w planowaniu terminów pływania. Wnioski sformułowane w pracy powinny być w przyszłości weryfikowane na podstawie podobnych analiz dotyczących możliwie długich okresów obserwacyjnych.

7.6. Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka

Autor: Wiesława JAKIMIUK-OLSZEWSKA
Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy i materiały źródłowe

W pracy podjęto próbę charakterystyki warunków agrometeorologicznych w woj. białostockim rzadko stosowanymi metodami, wiążącymi fazy fenologiczne z charakterystykami klimatologicznymi. Dotychczas w opracowaniach klimatycznych dla potrzeb rolnictwa zwykle oddzielnie charakteryzowane są warunki agroklimatyczne i fenologiczne. Powiązanie tych sposobów opracowania pozwala nie tylko na charakterystykę zróżnicowania rozwoju i wzrostu upraw w czasie i przestrzeni, ale daje też możliwość prognozowania ich rozwoju.

Opracowanie wykonano dla podstawowej w woj. białostockim uprawy jaką jest ziemniak. Powierzchnia uprawy ziemniaków w woj. białostockim w latach 1956-1960 zajmowała około 16 - 20% powierzchni zasiewów, co stawia województwo na jednym z czołowych miejsc w skali krajowej. Pod względem plonowania woj. białostockie też mieści się w czołówce w skali kraju. Uzyskiwane tu plony są wyższe od średnich krajowych i wynosiły średnio w okresie 1956-60 135 g/ha (śr. Polski – 131 g/ha). Wyższe plony uzyskano jedynie w woj. lubelskim (146 g/ha) i opolskim. (145 g/ha). Spośród charakterystyk klimatologicznych za najważniejsze dla rozwoju i plonowania ziemniaka uznano warunki termiczne i opadowe. Badaniami objęto okres 5-letni 1956-60. O wyborze tego okresu zdecydowały: po pierwsze – dostępność danych fenologicznych, których publikacje kończą się w 1960 r., a po drugie – możliwość uzyskania danych statystycznych, dotyczących plonów ziemniaków (Państwowa Inspekcja Plonów rozpoczęła swoją działalność w 1956 r.).

Do opracowania wykorzystano dane fenologiczne pochodzące z „Roczników Fenologicznych”. Okres wegetacyjny ziemniaków opracowano w oparciu o dane z 20 stacji fenologicznych, w tym z 14 stacji na obszarze woj. białostockiego, a z 6-ciu w województwach sąsiednich. Dane meteorologiczne ze stacji Białystok zaczerpnięto z „Roczników Meteorologicznych”, a dla stacji Białowieża, Siemiatycze., Sokółka wykorzystano materiały archiwalne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Dane dotyczące plonów ziemniaków pochodzą z „Roczników Statystycznych”.

Przegląd literatury dotyczący wpływu warunków meteorologicznych na rozwój i plonowanie ziemniaków

Literatura traktująca zależności między warunkami meteorologicznymi a rozwojem i produktywnością roślin jest bardzo bogata i różnorodna, zarówno w skali światowej, jak i w Polsce. Przy opracowaniu warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa należy uwzględnić: ilość ciepła potrzebnego w okresie wegetacyjnym, długość okresu wegetacji, temperaturę wschodów oraz temperaturę, przy której wzrost rośliny ustaje, optymalną temperaturę wzrostu rośliny, maksimum termiczne, zapotrzebowanie rośliny na wodę w ciągu całego okresu wegetacji i ogólną charakterystykę przebiegu pogody w czasie okresu wegetacyjnego. Okres wegetacyjny ziemniaków w Polsce na przykładzie odmian średniowczesnych scharakteryzowano w pracy: Kosińska T., 1960, *Okres wegetacyjny ziemniaka w Polsce*, Prace PIHM z.72, Warszawa. Autorka stwierdza, że 486

decydujący wpływ na przebieg faz rozwojowych ziemniaków ma klimat. Wpływa on na zróżnicowanie długości okresu wegetacyjnego na obszarze Polski od 130 dni w rejonach północnych, północno-wschodnich i wschodnich do około 150 dni w Polsce południowo-zachodniej i miejscami w rejonach południowych i zachodnich. Zarówno zbyt niskie temperatury, jak i zbyt wysokie nie sprzyjają jego rozwojowi. Wymagania ziemniaka w stosunku do warunków termicznych zmieniają się w miarę jego rozwoju. W cyklu rozwojowym ziemniaka wyróżnia się cztery okresy: 1. pierwszy – od sadzenia do wschodów, 2. drugi – od wschodów do zawiązywania kłębów, 3. trzeci – od zawiązywania bulw do kwitnienia, 4. czwarty – od kwitnienia do dojrzewania kłębów (Azzi, Birecki 1964).

Temperaturę gleby w kolejnych okresach rozwoju ziemniaka podano w tab. 1.

Tabela 1. Wymagania termiczne ziemniaka w stosunku do temperatury gleby według Azzi'ego

Temperatura gleby	Okresy			
	1	2	3	4
Niedostateczna	8	12	-	-
Optymalna	10	15	15	18
Zbyt wysoka	-	-	20	-

Przy rejonizacji rolniczo-klimatycznej, zwłaszcza w przypadku małych ekstremów klimatycznych rejonizowanego obszaru można wyznaczyć jeden ze wskaźników na podstawie sum temperatury:

$$t_n = k \frac{t_{\max} - t_n}{a}$$

gdzie t_n – oznacza sumę temperatur powyżej pewnej wartości n , t_{\max} – średnia temperatura miesiąca najcieplejszego, a – średnia roczna amplituda temperatury powietrza, k – obliczony współczynnik.

Istotne znaczenie ma także zużycie nawozów sztucznych (tab. 2)

Tabela 2. Zużycie nawozów sztucznych NPK i wapna w woj. białostockim (kg/1ha)

	1956	1957	1958	1959	1960
NPK	19,3	19,6	15,4	18,0	20,9
wapno	2,7	2,9	1,9	4,3	7,2

Metody stosowane w pracy

Terminy faz fenologicznych ziemniaka (sadzenie, wschody, zakwitanie i zbiór) opracowano na podstawie średnich dat obliczonych dla każdej miejscowości za okres 5 lat. Do oceny warunków termicznych w okresie wegetacji ziemniaków w woj. białostockim zastosowano metodę sum temperatur, biorąc pod uwagę średnie dobowe wartości temperatury powietrza w okresie wegetacyjnym oraz w poszczególnych fazach rozwojowych ziemniaków. Ponadto warunki termiczne charakteryzowano przy pomocy średnich wartości dobowej temperatury powietrza, średniej minimalnej i maksymalnej temperatury powietrza w poszczególnych fenofazach ziemniaka. W oparciu o metodę statystyczną (najmniejszych kwadratów) wyznaczono związki korelacyjne między istniejącymi warunkami cieplnymi w poszczególnych fazach rozwojowych ziemniaka, a intensywnością rozwoju ziemniaków oraz wyznaczono progi biologiczne w województwie dla poszczególnych faz rozwoju ziemniaka. Stosując metodę najmniejszych

kwadratów wykreślono również nomogramy do prognozowania terminów zakwitania i zbiorów ziemniaków na podstawie dat ich wschodów.

Przedstawiono charakterystykę okresu wegetacyjnego ziemniaków oraz warunki termiczno-wilgotnościowe w okresie rozwoju ziemniaków w woj. białostockim. Oceny warunków termicznych dokonano w oparciu o sumy średnich dobowych temperatur powietrza i charakterystykę średnich temperatur powietrza w okresie wegetacyjnym oraz w poszczególnych fenofazach ziemniaka. Charakterystyk warunków opadowych przedstawiono na podstawie sum opadów w okresie wegetacyjnym ziemniaków oraz rozkładu opadów podczas miesięcy wiosenno-letnich (V-IX).

Okres wegetacyjny ziemniaka

Okres od sadzenia do zbioru ziemniaków nazywamy okresem wegetacyjnym. W cyklu rozwojowym ziemniaka wyróżnia się najczęściej następujące fazy fenologiczne: wschody, zakwitanie, dojrzewanie. Okres wegetacyjny ziemniaków wczesnych i późnych w woj. białostockim został opracowany na podstawie danych fenologicznych za okres 1956-1960. Terminy sadzenia ziemniaków wczesnych, jak i odmian późnych zostały obliczone na podstawie danych z 13 punktów fenologicznych na terenie woj. białostockiego. Daty wschodów i zakwitania ziemniaków wczesnych wyliczono w oparciu o dane z 12 stacji fenologicznych, a odmian późnych – z 13. Do obliczeń terminów zbiorów ziemniaków wczesnych posłużyły dane z 13 stacji fenologicznych, a w przypadku odmian późnych – z 14 punktów. Podjęto próbę geograficznego rozkładu terminów faz fenologicznych (sadzenie, wschody, zakwitanie, zbiór) ziemniaków w woj. białostockim, Pod uwagę brany jest zawsze początek zjawiska (10% wystąpienia).

Sadzenie. Czas sadzenia ziemniaków zależy od wielu czynników, spośród których na czoło wysuwają się warunki klimatyczne. Sadzenie ziemniaków może odbywać się, gdy gleba jest dość sucha do wykonania zabiegów agrotechnicznych przed sadzeniem i dość nagrzana do wykiełkowania bulw. Zasadniczo temperatura gruntu w czasie sadzenia powinna wynosić 7-8°C. Ziemniaki sadzone zbyt wcześnie narażone są na przymrozki, a ponadto niskie temperatury sprzyjają porażeniu ziemniaków chorobami, szczególnie przez rizoktoniozę (*Rhizoctonia Solani*). Z kolei późne sadzenie wpływa na spadek plonów, obniżenie się procentu skrobi i jakościowe pogorszenie sadzeniaków. Na ogół objawy takie występują u ziemniaków sadzonych po 15 maja. Zbyt wczesne sadzenie ziemniaków obniża plony w znacznie niższym stopniu niż sadzenie późne (Birecki M., 1961, *Obserwacje nad wpływem temperatury i wilgotności gleby na przebieg wzrostu i rozwój ziemniaka*, Roczniki Nauk Rolniczych t. 58; Birecki M., 1964, *Ziemniaki*, PWRiL, Warszawa). Optymalny termin sadzenia zbiega się zazwyczaj z pękaniem pąków na brzozie i przypada na okres między kwitnieniem mniszka lekarskiego i listnieniem agrestu, a kwitnieniem bzu lilaka i kasztanowca (Łastowski ., 1951, *Podział roku na fenologiczne sezony*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Nauk Rolnych i Leśnych t.4, Poznań). Sadzenie ziemniaków wczesnych na Białostoczczyźnie w badanym okresie odbywało się najwcześniej w końcu kwietnia w nielicznych rejonach Równiny Bielskiej (Białowieża 23 IV, Kotówka 26 IV). Na przeważającym obszarze województwa przeciętne terminy sadzenia przypadają na pierwszą dekadę maja, jedynie na krańcach północno-wschodnich przedłużają się do połowy maja. Ziemniaki późne sadi się w woj. białostockim przeciętnie od 5 do 25 maja. Najwcześniejsze daty sadzenia od 5 do 10 maja obejmują środkową część województwa. Na pozostałym obszarze ziemniaki późne sadi się między 10 a 20 maja, tylko na krańcach północnych około 25 maja (Dąbrowa Białostocka 26.V). Według literatury fachowej (Birecki, 1964) sadzenie ziemniaków w północno-wschodniej Polsce powinno odbywać

się w pierwszej połowie maja. Z map sadzenia wynika, że średnie daty sadzenia ziemniaków w woj. białostockim mieszczą się w terminach podawanych w literaturze. Tylko w przypadku odmian późnych terminy sadzenia przeciągają się aż do 20 maja.

Wschody. Najważniejszym czynnikiem określającym długość trwania fazy sadzenie-wschody ziemniaków jest temperatura gleby na głębokości umieszczenia kłębu (5-15cm). Wyższa temperatura sprzyja szybszym wschodom i wpływa na skrócenie tego okresu. W warunkach średniej wilgotności przy temperaturze gleby 10-12°C okres sadzenie-wschody trwa 21-24 dni. Przy wzroście temperatury do 25°C faza ta skraca się i trwa około 12-14 dni. Powyżej temperatury 25°C następuje wydłużenie omawianego okresu, przy czym długotrwałe utrzymywanie się temperatury wyższej niż 27-28°C lub przedłużanie się okresu z niską temperaturą (poniżej 7°C) powodują, że wschody wcale nie występują lub ukazują się dopiero po 40-50 dniach (17). Optymalną temperaturą rozwoju ziemniaków w tym okresie jest 10°C (Azzi, Birecki 1964).

W województwie białostockim średnia temperatura w pięcioleciu 1956-1960 w okresie sadzenie-wschody wynosi 14,0°C. Wschody ziemniaków występowały przy średnim progu biologicznym 11,9°C. Długość omawianego okresu waha się zarówno w przypadku ziemniaków późnych, jak i wczesnych od 15-20 dni w Białymstoku i Wzgórzach Sokólskich do około 30 dni na pozostałym obszarze województwa (tab. 5-6). Najwcześniej ziemniaki odmian wczesnych wschodziły w rejonie Białegostoku i Białowieży (około 20 maja), następnie do 30 maja w centralnej części województwa. W początkach czerwca wschody występowały na całym obszarze województwa białostockiego. Rozkład dat wschodów ziemniaków późnych jest podobny do ziemniaków wczesnych. Rejon Białegostoku cechuje się najwcześniejszymi wschodami – około 20 maja, a następnie wschody obejmują przeważającą część województwa. Najpóźniej – około 10 czerwca wschodzą ziemniaki odmian późnych na północno-wschodnich krańcach województwa, południowo-zachodniej części Równiny Bielskiej i Wysoczyńie Drohickej.

W województwie białostockim tereny o wcześniejszych terminach wschodów pokrywają się z obszarami o lekkich glebach bielcowych wytworzonych na podłożu piaszczystym (Wysoczyzna Białostocka). Gleby bielcowe i brunatne na podłożu gliniastym (obszary na południe od Narwi i Wzgórza Sokólskie) są chłodniejsze, wobec czego ziemniaki kiełkują tu wolniej.

Zakwitanie. Kwitnienie ziemniaków jest fazą fenologiczną, zasługującą na szczególną uwagę ze względu na to, że wiązanie się pąków kwiatowych zbiega się z początkiem zawiązywania się kłębów. W tym okresie największe znaczenie ma umiarkowana temperatura i obfite opady. W województwie białostockim średnia temperatura powietrza w fazie wschody-zakwitanie wynosi 16,9°C, więc jest w granicach optymalnej, która wynosi 16-18°C (Birecki, 1964). Okres od wschodów do kwitnienia trwa tu przeciętnie 30-45dni w przypadku odmian wczesnych (tab. 3) i 30-55 dni – odmian późnych (tab. 4). Kwitnienie ziemniaków jest fazą trudną do obserwacji i także do opracowania. Wynika to stąd, że niektóre odmiany w latach chłodniejszych nie kwitną wcale lub kwitną bardzo późno. W woj. białostockim najwcześniej ziemniaki zakwitają w rejonie Białegostoku i Białowieży (ostatnia dekada czerwca). W pierwszej dekadzie lipca ziemniaki wczesne kwitną na przeważającym obszarze województwa, jedynie na Wzgórzach Sokólskich terminy zakwitania przypadają na drugą dekadę lipca. Ziemniaki późne kwitną w drugiej i trzeciej dekadzie lipca. Najwcześniejsze objawy zakwitania występują w zachodniej części omawianego województwa, a najpóźniejsze we wschodniej.

Zbiór. Ziemniaki zbiera się po osiągnięciu przez kłęby dojrzałości fizjologicznej. Wtedy nać ziemniaków usycha, kłęby łatwo odrywają się od stylonów, skórka kłębów

jest zgrubiała i nie ociera się pod naciskiem paznokci. Czas zbioru ziemniaków zależy od odmiany, warunków klimatycznych, rodzaju gleby, a także stosowanych zabiegów agrotechnicznych. Susza i piaszczysta gleba przyspieszają dojrzewanie. Według Azzi'ego najbardziej odpowiednią temperaturą w okresie kwitnienie-dojrzewanie jest 18°C. Wyliczona w każdym pięcioleciu 1956-60 średnia temperatura powietrza w białostockim jest nieco niższa i kształtuje się około 15,5-16,4°C. Długość okresu kwitnienie-zbiór mieści się w granicach: 50-70 dni dla ziemniaków wczesnych (tab. 3) i 60-80 dni dla odmian późnych (tab. 4). Najkrócej okres ten trwa na północy województwa i zachodnich krańcach Wysoczyzny Białostockiej (50-60 dni). Najdłużej dojrzewają ziemniaki w najcieplejszym w tym czasie rejonie województwa – Wysoczynie Drohickej (faza zakwitania-zbiór trwa 81 dni). Zbiór ziemniaków rozpoczyna się na Białostocczyźnie w ostatniej dekadzie sierpnia. Najwcześniej wykopki zaczynają się w zachodniej części Wysoczyzny Białostockiej (około 20 VIII), po czym obejmują całą Wysoczyznę Białostocką, Wzgórza Sokólskie i wschodnie rejony Równiny Bielskiej (Białystok 27 VIII, Dąbrowa 29 VIII, Białowieża 30.VIII). W pierwszej połowie września zbiór ziemniaków wczesnych obejmuje cały obszar województwa. Ziemniaki późne kopie się w województwie białostockim w trzeciej dekadzie września i początkach października, jedynie na nielicznych zachodnich obszarach Wysoczyzny Białostockiej wcześniej – około 10 września. Termin sadzenia i termin zbioru określa czas trwania całego okresu wegetacji. Na podstawie powyższego opracowania można stwierdzić, że na obszarze województwa białostockiego długość okresu wegetacji ziemniaków wczesnych waha się od około 100 do 145 dni, a późnych od 120 dni do 150 dni, przy czym najkrócej trwa on w północnej części województwa. Najdłuższym okresem wegetacyjnym charakteryzują się obszary Równiny Bielskiej i Wysoczyzna Drohicka w przypadku ziemniaków odmian wczesnych, zaś w przypadku ziemniaków późnych cała Równina Bielska i Wysoczyzna Drohicka. Jeśli zechcemy porównać długość okresu wegetacji ziemniaków z ilością dni z pokrywą śnieżną i z terminami przymrozków w woj. białostockim (Górczyńska-Żemojda B., 1978, *Klimat województwa białostockiego*), to obszary z najdłuższym okresem wegetacyjnym (140-150 dni) pokrywają się z terenami o najkrótszym w skali województwa czasem zalegania pokrywy śnieżnej (Wysoczyzna Drohicka ok. 80 dni). W rejonach cechujących się długim okresem zalegania pokrywy śnieżnej (część NE) okres wegetacyjny ziemniaków jest krótki (100-120 dni).

Na terenach tych też przymrozki wiosenne występują do 5V, a pierwsze jesienne pojawiają się 30 IX- 5 X.

Podsumowując należy podkreślić, iż warunki klimatyczne w połączeniu z glebowymi mają decydujący wpływ na przebieg faz rozwojowych i długość okresu wegetacyjnego.

Tabela 3. Średnie daty występowania faz fenologicznych oraz czas trwania okresów międzyfazowych ziemniaków wczesnych w woj. białostockim (lata 1956-1960): a – długość trwania okresu sadzenie-wschody, b – długość trwania okresu wschody-zakwitanie, c – długość trwania okresu zakwitanie-zbiór, d – długość okresu wegetacyjnego

Miejscowość	φ	λ	Sadzenie	Wschody	a	Kwitnienie	b	Zbiór	c	d
Białystok	53°08'	23°10'	5 V	20 V	15	18 VI	29	27 VIII	71	115
Pogorzalki	53°13'	22°58'	2 V	-	-	20 VI	-	10 VIII	51	101
Bielsk Podlaski	52°46'	23°12'	1 V	1 VI	31	6 VII	36	18 IX	74	141
Orzechowicze	52°49'	23°09'	5 V	23 V	19	5 VII	43	16 IX	73	135
Widowo	52°46'	23°14'	4 V	23 V	20	-	-	28 IX	-	147
Dąbrowa Biał.	53°40'	23°21'	1 V	31 V	30	2 VII	27	29 VIII	57	120
Białowieża	52°42'	23°52'	23 IV	20 V	28	22 VI	33	30 VIII	69	130
Kotłówka	52°51'	23°31'	26 IV	23 V	28	8 VII	46	11 IX	65	130
Orzeszkowo	52°41'	23°32'	10 V	3 VI	25	1 VII	28	7 IX	69	122
Mielnik	52°20'	23°02'	1 V	31 V	31	2 VII	33	21 IX	81	145
Hało	53°23'	23°20'	13 V	2 VI	19	14 VII	43	18 VIII	35	97
Rudka	53°26'	23°07'	10 V	1 VI	23	27 VII	56	18 IX	53	132
Suraż	50°57'	22°57'	2 V	20 V	18	3 VII	45	15 IX	75	138

Tabela 4 Średnie daty występowania faz fenologicznych oraz czas trwania okresów międzyfazowych ziemniaków późnych w woj. białostockim (lata 1956-1960): a – długość trwania okresu sadzenie-wschody, b – długość trwania okresu wschody-zakwitanie, c – długość trwania okresu zakwitanie-zbiór, d – długość okresu wegetacyjnego

	φ	λ	Sadzenie	Wschody	a	Kwitnienie	b	Zbiór	c	d
Białystok	53°08'	23°10'	5 V	20 V	15	15 VII	56	13 IX	60	131
Jałówka	53°13'	22°58'	6 V	31 V	25	-	-	-	-	-
Pogorzalki	53°13'	22°58'	10 V	1 VI	22	13 VII	42	7 IX	56	120
Bielsk Podlaski	52°46'	23°12'	13 V	6 VI	24	24 VII	48	6 X	74	146
Kotły	52°48'	23°15'	7 V	9 VI	33	10 VII	31	28 IX	79	143
Orzechowicze	52°49'	23°09'	18 V	10 VI	24	16 VII	36	25 IX	70	130
Widowo	52°40'	23°14'	12 V	2 VI	24	20 VII	48	3 X	75	147
Dąbrowa Biał.	53°40'	23°21'	26 V	16 VI	22	21 VII	35	19 IX	60	117
Białowieża	52°42'	23°52'	11 V	6 VI	27	21 VII	45	27 IX	68	140
Kotłówka	52°51'	23°31'	8 V	2 VI	25	29 VII	57	27 IX	60	142
Mielnik	52°20'	23°02'	22 V	18 VI	27	16 VII	28	5 X	81	136
Hało	53°23'	23°20'	15 V	11 VI	28	23 VII	42	24 IX	63	133
Korycin	53°27'	23°05'	16 V	1 VI	18	12 VII	41	22 IX	72	131
Rudka	53°26'	23°07'	-	-	-	9 VII	-	23 IX	76	-

Ocena warunków cieplnych w okresie wegetacyjnym ziemniaków Sumy temperatury powietrza

Stosując metodę sum temperatury powietrza do oceny warunków cieplnych okresu wegetacji ziemniaków w województwie białostockim zaliczono średnie dobowe temperatury powietrza podczas rozwoju wyżej wymienionej uprawy.

Z wielu badań nad wzrostem i rozwojem ziemniaków wynika, że potrzebują one od 2200 do 2800°C w zależności od odmiany. Od sadzenia do wschodu potrzebna jest suma temperatury wynosząca ok. 400°C, od wejścia do zakwitania ziemniaki wymagają około 650°C, a w okresie kwitnienie-dojrzewanie 1300°C Średnio w pięcioleciu 1956-1960 ilość ciepła nagromadzona w okresie wegetacji ziemniaków

w woj. białostockim kształtuje się w granicach 1700-2280°C (tab. 5). Najniższe wartości (1700-2000°C) występują w północno-wschodnich obszarach województwa (Wzgórza Sokólskie), a więc tam, gdzie okres wegetacyjny ziemniaków trwa najkrócej. W kierunku południowym wartości sum temperatur zwiększają się, przyjmując najwyższe w przypadku ziemniaków wczesnych na Wysoczyźnie Drohickej. Dla odmian późnych wartości sum temperatur na przeważającym obszarze województwa wynoszą około 2150-2200°C.

W części północnej i wschodniej województwa w pełni mogą dojrzewać odmiany wczesne i średniowczesne. W przypadku ziemniaków późnych nie zawsze ilość ciepła jest wystarczająca. Wczesne pojawienie się przymrozków jesiennych i niskich temperatur wpływa na zahamowanie wzrostu, a przez to skrócenie okresu wegetacji ziemniaków i nisze plony. Często też sami rolnicy w obawie przed zamrażaniem ziemniaków i chęci szybszego ukończenia prac polowych zaczynają kopać ziemniaki, których bulwy jeszcze rosną.

Tabela 5. Sumy średnich dobowych wartości temperatur powietrza podczas wegetacji ziemniaków różnych odmian w woj. białostockim w latach 1956-60

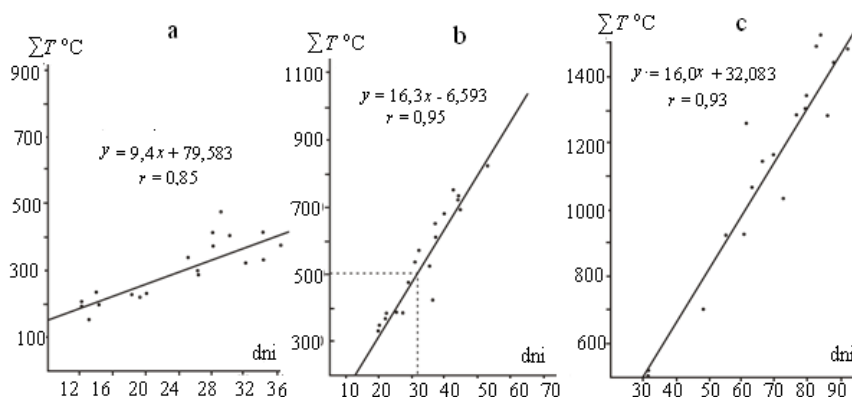
	Sadzenie-zbiór		Sadzenie-wschody		Wschody-zakwitanie		Zakwitanie-zbiór	
	wczesna	późna	wczesna	późna	wczesna	późna	wczesna	późna
Sokółka	1695,7	199,2	296	400	702	686	698	875
Białystok	1944,5	2170,2	207	210	452	927	1228	966
Białowieża	1970,3	2185,9	310	378	500	808	1180	999
Siemiatycze	2276,8	2148,1	407	424	576	505	1294	1219

Z sum wartości temperatury w poszczególnych latach badanej pięciolatki wynika, że z najmniejszej ilości ciepła korzystały ziemniaki wczesne w roku 1958, w wyniku opóźnionej wiosny i późnego rozpoczęcia wegetacji. Jedynie w Białymstoku niższe sumy pojawiły się w 1956 r. Podczas wegetacji ziemniaków późnych niskie wartości sumy temperatur osiągnęły w roku 1957, a w Sokółce 1956 r. (tab. 5). Największe ilości ciepła określone sumami temperatury wystąpiły podczas upalnego lata 1959, zarówno w czasie wegetacji ziemniaków wczesnych, jak i późnych. Sumy temperatur wykazują ścisły związek z terminami występowania poszczególnych faz fenologicznych a czasem trwania okresów międzyfazowych. Im dłuższe okresy, tym wartości nagromadzonych sum temperatur są wyższe.

Sumy temperatury powietrza posłużyły też do określenia związków statystycznych między ilością dostarczonego ciepła a intensywnością rozwoju uprawy. Stosując metodę najmniejszych kwadratów określono korelację między sumami temperatury w poszczególnych fazach rozwojowych, a długością trwania tych okresów. Wyniki w postaci równań prostych regresji i współczynników korelacji (r) tych zmiennych (tab. 6, rys. 1). Największa wartość współczynnik korelacji przypada na okres od wschodów do kwitnienia ($r = 0,98$) dla odmian późnych, $r = 0,95$ dla odmian wczesnych).

Tabela 6. Związek między sumami temperatury i czasem trwania faz fenologicznych ziemniaków wczesnych i późnych w woj. białostockim (r – współczynnik korelacji, δ – błąd standardowy, F_{obl} – test Fishera, ($F_{\text{kr}} = 4,13$ – na poziomie istotności 5%)

	Odmiana	Równanie prostej regresji	r	δ °C	F_{obl}
Sadzenie	wczesna	$y = 9,4x + 79,583$	0,85	48,5	43,80
Wschody	późna	$y = 15,6x + 22,297$	0,86	61,9	42,59
Wschody	wczesna	$y = 16,3x - 6,593$	0,95	50,9	147,04
Zakwitanie	późna	$y = 17,6x - 4,449$	0,98	48,1	414,03
Zakwitanie	wczesna	$y = 16,0x + 32,083$	0,93	117,9	103,86
Zbiór	późna	$y = 12,3x + 168,60$	0,81	114,0	28,53



Rys. 1. Korelacja sum dobowych temperatury powietrza z długością trwania okresów międzyfazowych a. sadzenie-wschody, b. wschody-zakwitanie, c. zakwitanie-zbiór dla ziemniaków wczesnych w woj. Białostockim

Interesujące są średnie wartości temperatury powietrza w czterech stacjach woj. białostockiego podczas wegetacji ziemniaków w latach 1956-1960 (tab. 7).

Tabela 7. Średnia temperatura powietrza w czterech stacjach woj. białostockiego podczas wegetacji ziemniaków w latach 1956-1960

	Sadzenie-wschody	Wschody-zakwitanie	Zakwitanie-zbiór	Sadzenie-zbiór
Sokółka	15,5	16,5	15,8	15,5
Białystok	13,4	16,5	16,4	16,0
Białowieża	12,7	16,8	115,5	15,5
Siemiatycze	14,4	17,7	15,5	15,7

Obszary o wcześniejszych terminach sadzenia (Białowieża, Białystok) cechują się niższą średnią temperaturą powietrza, zaś tam gdzie ziemniaki sadi się później (im później, tym wyższe temperatury powietrza) to i wartość średniej temperatury w fazie sadzenie-wschody jest wyższa (okolice Sokółki). W drugim okresie fenologicznym od wschodów do zakwitania, kiedy najbardziej korzystny dla ziemniaków jest wzrost temperatury do 20-21°C, w woj. białostockim średnie wartości wahają się od 16,5°C na północy do 17,7°C na krańcach południowych województwa. W okresie wzrostu kłębów, a więc od kwitnienia do dojrzewania zbiorów średnie temperatury powietrza odpowiadają optymalnym (15-18°C). Niższe wartości średniej temperatury w części południowej województwa wynikają z dłuższej trwającego tu okresu wegetacyjnego omawianej uprawy niż w części północnej.

Obok charakterystyki średniej temperatury na wzrost i plonowanie ziemniaków duży wpływ ma układ dziennych i nocnych temperatur. Jak wcześniej wspomniano optymalną temperaturą dla przyrostu kłębów jest w dzień 18-24°C, a w nocy 6-12°C. Charakterystyk temperatur dnia i nocy w woj. białostockim oparto na średnich wartościach temperatury maksymalnej i temperatury minimalnej w fenofazie kwitnienie-dojrzewanie (zbiór) ziemniaków na przykładzie stacji Białystok.

W badanym pięcioleciu 1956-60 średnia temperatura maksymalna w okresie wzrostu kłębów wynosiła 22,2°C, zaś średnia minimalna temperatura powietrza 11,9°C. Najbardziej korzystny dla ziemniaków układ temperatur maksymalnej i minimalnej wystąpił w roku 1956. Rok 1959 z upalnym i suchym latem cechuje się wysokimi wartościami, zarówno średniej maksymalnej temperatury, jak i minimalnej (tab. 8-9).

Tabela 8 Średnia temperatura (°C) maksymalna (T_{\max}) i minimalna (T_{\min}) w Białymstoku w okresie kwitnienie-dojrzewanie ziemniaków (lata 1956-60)

	1956-1960	1956	1957	1958	1959	1960
T_{\max}	22,2	20,3	21,8	22,3	24,3	22,1
T_{\min}	11,9	10,5	12,6	10,8	12,5	12,5

Tabela 9. Różnice między średnią maksymalną temperaturą a średnią minimalną w okresie zakwitania-zbiór ziemniaków w Białymstoku (udział procentowy)

°C	1956-1960	1956	1957	1958	1959	1960
< 5,0	5,9	8,6	2,9	2,7	5,7	9,4
5,1-10,0	36,0	40,0	40,6	31,6	24,3	43,7
>10,0	58,1	51,4	56,5	60,7	70,0	46,9

Zakres dobowych wahań temperatury powietrza jest szczególnie ważny dla wzrostu kłębów. Istotne zmiany zauważa się we wzroście przy różnicy temperatur dnia i nocy co najmniej 4-5°C (7). Im w nocy chłodniej, a zakres wahań temperatury wzrasta, to tworzą się duże bulwy i wysoki plon. Charakterystykę wahań w oparciu o wartości temperatury maksymalnej i minimalnej w Białymstoku w latach 1956-60 przedstawia tabela 13. Z tabeli wynika, że podczas badanej fenofazy kwitnienie-zbiór ziemniaków największy udział (58,1%) mają dobowe różnice temperatury powyżej 10°C. Na wahania dobowej temperatury powietrza mało istotnej dla przyrostu plonów w Białymstoku przypada niecałe 6%.

Opady atmosferyczne w okresie wegetacyjnym ziemniaków

Wiele przeprowadzonych badań wskazuje, iż ziemniaki do dobrego plonowania potrzebują około 500 mm wody w ciągu całego okresu wegetacyjnego, w województwie białostockim w badanym pięcioleciu 1956-60 w ciągu całego okresu wegetacyjnego sumy opadów w okresie rozwoju i wzrostu ziemniaków wynoszą średnio 260-330 mm w przypadku odmian wczesnych i 280-400 mm – odmian późnych. Sumy opadów w poszczególnych latach badanego okresu przedstawia tabela 14. Widać z niej, że niższa wysokość opadów występuje w rejonie Białegostoku, za wyższe opady w okresie wegetacyjnym ziemniaków są w okolicy Sokółki i Siemiatycz. W poszczególnych latach badanej pięcioletki występują duże wahania w sumach opadów, zwłaszcza w Siemiatyczach i Białymstoku. Listowski podaje, że w warunkach gleb lżejszych i bardzo lekkich o urodzaju ziemniaków decyduje woda.

Porównanie sum opadów (Op) podczas wegetacji ziemniaków z plonami (Pl.) (tab. 10) wskazuje, że w latach o małych opadach plony wykazują tendencję spadkową

(Białystok 1.– 1957, 1958, 1959, Siemiatycze – 1959). Świadczy to również, że rejon Białegostoku cechuje się częstymi niedoborami opadów. Nadmierne opady, które również obniżają plonowanie występują na Wzgórzach Sokólskich (lata 1957, 1960) i czasami w okręgu siemiatyckim (r. 1960).

Tabela 10. Sumy opadów atmosferycznych (Op., mm) w okresie wegetacyjnym ziemniaków i uzyskane plony (Pl.) ziemniaków (q/ha) w woj. białostockim

Lata	Sokółka		Białystok		Białowieża		Siemiatycze	
	Op.	Pl.	Op.	Pl.	Op.	Pl.	Op.	Pl.
1956	321	141	320	147	373	123	432	150
1957	478	117	201	109	357	126	423	151
1958	292	127	250	128	375	136	278	150
1959	255	133	256	120	339	130	208	123
1960	443	127	421	140	441	140	491	140

Dla plonowania ziemniaków znaczenie ma nie tylko sama wysoko opadów, ale ich właściwy rozkład w okresie wegetacyjnym. W początkowym okresie rozwoju ziemniaka opady nie odgrywają dużej roli, gdyż potrzeby ich zaspokaja zapas wody w bulwie macierzystej. Jedynie nadmiar wody w tym okresie może powodować gnicie i rozprzestrzenianie się chorób ziemniaka oraz utrudniać właściwą pielęgnację upraw. Bardzo istotne są natomiast opady w krytycznym okresie od zawiązywania pąków kwiatowych do końca kwitnienia, który w woj. białostockim przypada na drugą połowę czerwca (w przypadku ziemniaków wczesnych) i lipiec. W tym czasie występuje też wiązanie bulw ziemniaków.

Zakończenie

Warunki klimatyczno-glebowe woj. białostockiego można określić jako dobre dla rozwoju i plonowania ziemniaków. Opracowanie fenologii ziemniaka w województwie wykazuje, iż terminy występowania poszczególnych faz fenologicznych ziemniaka są ściśle związane z temperaturą powietrza i warunkami glebowymi. Sadzenie i wschody ziemniaków najwcześniej odbywają się na terenach o bardzo lekkich glebach (pas ciągnący się na linii Białystok-Białowieża), które szybko po zimie przesycają i ogrzewają się. Później zaś zachodzi na obszarach, gdzie gleby są bardziej zwarte (Wzgórze Sokólskie). Kwitnienie ziemniaków również najwcześniej zaczyna się w okolicach Białegostoku i Białowieży, a najpóźniej w rejonie północno-wschodnim województwa. Kopanie ziemniaków najszybciej rozpoczynane jest w okolicach północno-wschodnich granic województwa, a następnie w rejonie białostockim i hajnowskim. W przypadku ziemniaków późnych wcześniejsze daty zbiorów obejmują okolice Białegostoku, co niewątpliwie jest skutkiem szybszego dojrzewania ziemniaków w glebach piaszczystych o małej wilgotności. Okres wegetacyjny ziemniaków w woj. białostockim średnio waha się od 120 dni na Wzgórzach Sokólskich do 141 dni w południowej części województwa. Ilość ciepła w okresie wegetacyjnym ziemniaków wynoszą średnio 1700-2280°C jest na ogół wystarczająca do odbycia całego cyklu życiowego ziemniaka, jedynie w północno-wschodnich rejonach województwa w niektórych latach, sumy temperatur są dużo niższe od podawanych norm.

Obliczone w pracy związki ilościowe między tempem rozwoju ziemniaków a ilością optymalnego ciepła wykazują, że temperatura w istotny sposób wpływa na szybkość rozwoju ziemniaków i czas przechodzenia z jednej do drugiej fazy fenologicznej. Otrzymane współczynniki korelacji tych zmiennych są bardzo duże. Okresem krytycz-

nym w stosunku do potrzeb cieplnych ziemniaków jest faza wschody-zakwitania, gdzie współczynniki korelacji wynoszą $r = 0,95$ dla ziemniaków wczesnych, $r = 0,98$ dla ziemniaków późnych.

Na plonowanie ziemniaków duży wpływ mają opady atmosferyczne w połączeniu z typem gleby, a następnie temperatura powietrza. Niedobór opadów w okresie wegetacyjnym ziemniaków w stosunku do ich potrzeb często występuje w okolicy Białegostoku, a nadmiar zauważa się w Sokółce. Rozkład opadów w okresie rozwoju ziemniaków jest na ogół korzystny dla ziemniaków. W badanym okresie zauważa się, że plonowanie ziemniaków wykazuje dużą zależność od opadów lipcowych (przypadających na czas osadzania bulw u ziemniaków średniowczesnych i późnych) i w mniejszym stopniu od sierpniowych i wrześniowych. Niedobór opadów w lipcu w większym stopniu rzutuje na spadki plonów niż nadmiar w drugiej połowie okresu wegetacyjnego ziemniaków. Częstymi niedoborami opadów w lipcu, podobnie jak i w całym okresie, wyróżnia się rejon Białegostoku, co w połączeniu z typami występujących tu gleb piaszczystych daje, iż rejon ten jest stosunkowo mało korzystny dla wysokiego plonowania ziemniaków.

Przebieg temperatury w okresie wegetacyjnym ziemniaków sprzyja plonowaniu ziemniaków. Średnie temperatury lipca są umiarkowane i korzystne dla fazy bulwienia, a temperatury sierpnia dla wzrostu kłębów. Niekorzystne są jedynie przymrozki, zarówno późnowiosenne, które uszkadzają nać ziemniaków, jak i wczesnojesienne, powodujące zahamowanie procesów życiowych ziemniaków, a przez to skrócenie okresu wegetacyjnego i niższe plonowanie. W skrajnych przypadkach wystąpienie wczesnojesiennych mrozów może powodować zamarznięcie upraw.

Na podstawie powyższych charakterystyk można wydzielić na obszarze woj. białostockiego rejony o mniej korzystnych warunkach klimatycznych i glebowych dla plonowania ziemniaków i bardzo dobrych. Najbardziej niekorzystne występują w okręgu białostockim i na Wzgórzach Sokólskich, zaś Równina Bielska i Wysoczyzna Drohicka cechują się dobrymi warunkami klimatycznymi i wysokim plonowaniem ziemniaków. Ważnym zagadnieniem w agrometeorologii jest prognozowanie fenologiczne. Dostatecznie wczesna bowiem znajomość dat terminów występowania poszczególnych faz fenologicznych pozwala na lepszą organizację prac polowych, wykonywanie prac pielęgnacyjnych, zabiegów ochrony roślin i planowanie wykopków. Przedstawiona w pracy próba prognozy dat zakwitania i zbiorów na podstawie dat wschodów ziemniaków wykazuje, iż prognozy oparte na jednym elemencie meteorologicznym nie zawsze mają dużą sprawdzalność. Jednak podjęta próba prognozowania pozwala na orientację warunków rozwoju ziemniaków w woj. białostockim.

VIII. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADAŃ KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII W LATACH 1952-2010 (PRZYKŁADY)

Zróznicowanie makroregionalne klimatu NE Polski w latach 1951-1960 na przykładzie województw (podział administracyjny z 1950 r.)

Klimat województwa olsztyńskiego

Maria Nowak, 1966, *Klimat woj. olsztyńskiego, cz. I. Stosunki termiczne (1951-1960)* (opiekun naukowy Wincenty Okołowicz)

Halina Nagler-Gałęzewska, 1968, *Klimat woj. olsztyńskiego, cz. II. Stosunki wilgotnościowe powietrza w latach 1951-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Teresa Owsianka, 1966, *Zachmurzenie woj. olsztyńskiego* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Ewa Zieleniewska, 1966, *Klimat woj. olsztyńskiego, cz. III. Stosunki opadowe (1951-1960)* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)

Klimat województwa białostockiego

Teresa Roszkowska, 1967, *Klimat woj. białostockiego, cz. I. Stosunki termiczne za okres 10-lecia (1951-1960)* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)

Krystyna Brudło-Malicka, 1967, *Klimat woj. białostockiego, cz. II. Stosunki wilgotnościowe za okres 10-letni (1951-1960)* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)

Gizela Paździor-Zaborowska, 1967, *Klimat woj. białostockiego, cz. III. Zachmurzenie* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)

Klimat województwa warszawskiego

Maria Kruk, 1968, *Zachmurzenie i wilgotność powietrza w woj. warszawskim w latach 1951-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)

Charakterystyka klimatu północno-wschodniej części Polski w latach 1951-1965

Bogusława Zalewska-Łącka, 1977, *Charakterystyka warunków termicznych północno-wschodniej części Polski (1951-1965)* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)

Grażyna Nowakowska, 1977, *Wilgotność powietrza w północno-wschodniej części Polski* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Krzysztof Olszewski)

Konończuk Nina, 1977, *Zachmurzenie, mgły i burze w północno-wschodniej części Polski* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Witold Lenart)

Irena Kondrasiuk, 1978, *Charakterystyka kierunku i prędkości wiatru w północno-wschodniej części Polski* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

**Regionalne i mezoregionalne zróżnicowanie klimatu północno-wschodniej
części Polski w latach 1951-1965 na przykładzie województw
(podział administracyjny z 1975 r.)**

- Barbara Jakubiec, 1977, *Klimat województwa elbląskiego* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Teresa Waszczuk, 1977, *Klimat województwa olsztyńskiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Alicja Hałka-Lipska, 1977, *Klimat województwa wrocławskiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Witold Lenart)
- Bożena Górczyńska-Żemojda, 1978, *Klimat województwa białostockiego* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Ewa Piotrowska, 1990, *Zmiany roczne usłonecznienia na terenie województwa białostockiego (1961-1965)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Alicja Kantorowska-Majchrzak, 1977, *Klimat województwa toruńskiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Danuta Martyn).
- Hanna Lęcka-Ulman, 1978, *Klimat województwa ciechanowskiego* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Ewa Jasłowska, 1977, *Klimat województwa ostrołęckiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Małgorzata Daszkiewicz, 1979, *Klimat województwa płockiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Witold Lenart)
- Marianna Kubicka, 1984, *Zmiany czasowo-przestrzenne pola opadów atmosferycznych w województwie Płockim w latach 1951-1970* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Jolanta Wawer, 1977, *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Małgorzata Paszkowska, 1977, *Klimat województwa białkopodlaskiego* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Małgorzata Rogowiec, 1977, *Klimat województwa siedleckiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Krzysztof Olszewski)
- Jolanta Matusik, 1977, *Klimat województwa skierniewickiego* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Urszula Kossowska-Cezak)

**Klimat województwa suwalskiego w latach 1951-1965 i 1951-1970
według elementów meteorologicznych**

- Jolanta Bazyłow, 1981, *Charakterystyka temperatury powietrza w województwie suwalskim (1951-1965)* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Katarzyna Tepli-Proniewicz, 1978, *Wilgotność powietrza w województwie suwalskim w latach 1951-65* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Bożena Sienkiewicz, 1978, *Wiatr w województwie suwalskim w latach 1951-1970* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Irena Jarmowicz, 1978, *Zachmurzenie w województwie suwalskim w latach 1951-1970* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Urszula Kossowska-Cezak)

Jan Rasiński, 1978, *Opad w województwie suwalskim w latach 1951-1970* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Klimat miast i jednostek fizycznogeograficznych w makroregionach J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego

Pojezierze Litewskie

Ewa Gola, 1985, *Ogólna charakterystyka klimatu Suwałk* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Dorota Karp, 1988, *Zmienność temperatury z dnia na dzień w Suwałkach w latach 1956-1960* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Anna Nerko, 1990, *Zmiany roczne ciśnienia atmosferycznego i wiatru w Suwałkach (1961-1965)* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Anna Kuczmierowicz, 2005, *Burze w Suwałkach i ich cyrkulacyjne uwarunkowania* (opiekun naukowy: Katarzyna Grabowska)

Zdzisław Marzec, 1954, *Klimat Pojezierza Suwalskiego na przykładzie stacji Suwałki w przekroju 5-lecia 1947-1951* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Pobrzeże Gdańskie

Sylwester Stanicki, 1998, *Ogólna charakterystyka klimatu Żuław Malborskich i Elbląskich* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Pojezierze Mazurskie

Helena Boniecka, 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna za rok 1950 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Halina Robak, 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna w roku 1951 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Maria Kielczykowska, 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna w roku 1952 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Teresa Kowalak, 1955, *Pogoda w Olsztynie w roku 1953 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Wanda Jóźwicka, 1955, *Charakterystyka pogody Olsztyna w roku 1954 w ujęciu kompleksowo-dynamicznym* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Urszula Wichowska, 1991 *Zmiany roczne ciśnienia atmosferycznego i wiatru w Olsztynie (1961-1965)* (opiekun naukowy: U. Kossowska-Cezak)

Barbara Krawczyk, 1958, *Opady śnieżne oraz szata i pokrywa śnieżna na Pojezierzu Mazurskim (1951-1955)* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Nizina Północnomazowiecka

Ireneusz Prusinowski, 1981, *Ogólna charakterystyka klimatu Mławy (1951-1965)* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Danuta Martyn)

Janina Kurpiewska, 1993, *Charakterystyka klimatu Ostrołęki* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Andrzej Bojanowski, 2002, *Opady atmosferyczne na Wzniesieniach Mławskich i Równinie Raciąskiej (1956-1980)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Mikołaj Pietrukowicz, 1958, *Opady śnieżne i szata śnieżna na obszarze Niziny Mazowiecko-Podlaskiej* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)

Nizina Północnopodlaska

Jolanta Karwowska, 1989, *Klimat Sokółki (1951-1965)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Anna Masalska, 1995, *Charakterystyka klimatu Siemiatycz (1951-1965)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Teresa Krzywiec, 1976, *Klimat miasta Białegostoku. 1951-1960* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska)

Iwona Wierzbicka, 1988, *Zmienność temperatury z dnia na dzień w Białymstoku w latach 1956-1960* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Elżbieta Sielicka, 1985, *Związki korelacyjne między podstawowymi parametrami meteorologicznymi w Białymstoku (1971-1980)* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)

Bogumiła Czapka-Józwiakowska, 1955, *Stosunki termiczne biotopu iglastego w Białowieskim Parku Narodowym* (Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Irena Dunia-Płocharska, 1955, *Stosunki termiczne biotopu liściastego (grąd niski) w Puszczy Białowieskiej w roku 1950* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Nizina Środkowomazowiecka

Katarzyna Bieszke, 1999, *Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu Warszawy* (opiekun naukowy: Maria. Stopa-Boryczka)

Anna Tomaszewska, 1962, *Przebieg temperatur ekstremalnych w Warszawie w różnych masach powietrza w latach 1951-1960* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)

Jadwiga Wieczorek, 1954, *Klimat środkowego Mazowsza na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie w przekroju 5-lecia 1947-1951* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Kazimierz Walczuk, 1959, *Klimat Warszawy ze szczególnym uwzględnieniem mikroklimatu placów* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Alicja Świdrska-Lubelska, 1966, *Stosunki anemometryczne w Warszawie w okresie X 1959-X 1960* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)

Barbara Bogdańska, 1972, *Kształtowanie się opadów atmosferycznych w Warszawie i jej okolicach w okresie 1966-1970* (opiekun naukowy: Zofia Kaczorowska)

Elżbieta Budziszewska, 1963, *Badanie przestrzennego rozkładu sum opadowych deszczu ciągłego na terenie Wielkiej Warszawy w okresie od marca do listopada 1960 r.* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Beniamina Tchórzewska, 1954, *Wahania zwierciadła wód gruntowych w zależności od opadów atmosferycznych na przykładzie dorzecza Świdra* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Ewa Wijas, 1989, *Charakterystyka klimatu Legionowa (1971-1980)* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Lucjan Nowosielski, 1959, *Inwersje temperatury przyziemne i w swobodnej atmosferze w Legionowie w okresie II 1954-31 XII 1958* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)

- Halina Russ, 1980, *Temperatura powietrza w Dęblinie* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Anna Sztabowska, 1991, *Charakterystyka klimatu Kotliny Warszawskiej (1971-1980)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Kamila Gawin, 1963, *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią*, cz. I. *Temperatura* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Elżbieta Tchórzewska, 1963, *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych położonych nad dolnym Bugiem i Narwią*, cz. III. *Stosunki opadowe* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Beata Niedźwiedź-Gostomska, 1992, *Charakterystyka klimatu Równiny Łowicko-Błońskiej w latach 1951-1965* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Kotlina Toruńsko-Płocka**
- Stefania Dębowska, 1952, *Klimat Ciechocinka* (opiekunowie naukowci: Romuald Gumiński, Zofia Kaczorowska)
- Ryszard Wójcikowski, 1979, *Ogólna charakterystyka klimatu Płocka* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Urszula Kossowska)
- Stefan Nowicki, 1988, *Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Płocka* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Alfred Karwowski, 1955, *Zależność temperatury gruntu od temperatury powietrza na przykładzie stacji Bydgoszcz w miesiącach III-V za okres 5-letni (1948-1952)* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Zofia Skibińska, 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły*, cz. I. *Stosunki termiczne* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Izabela Krauze, 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły na odcinku między ujściem Bzury i Drwęcy oraz obszarów do niej przyległych*, cz. III. *Zachmurzenie i stosunki wilgotnościowe* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Hanna Sztreker-Dratwicka, 1963, *Klimat doliny środkowej Wisły na odcinku między ujściem Bzury i Drwęcy oraz obszarów do niej przyległych*, cz. II. *Opady* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Gabryela Przybylska, 1965, *Kształtowanie się warunków wilgotnościowych (niedosyt wilgotności powietrza) w zależności od kierunków wiatru na stacjach: Toruń-Wrzosy, Płock-Radziwie, Warszawa-Okęcie, Mława w okresie 1956-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Maria Kołpak-Nowacka, 1965, *Kształtowanie się temperatury zależnie od kierunku wiatru na przykładzie czterech wybranych stacji: Warszawa-Okęcie, Płock-Radziwie, Toruń-Wrzosy, Mława w pięcioleciu 1956-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Aleksandra Roycewicz-Nożewnik, 1965, *Kształtowanie się zachmurzenia w zależności od kierunków wiatru na stacjach: Toruń-Wrzosy, Płock, Warszawa, Mława w okresie 1956-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Zofia Podczaska-Garczarek, 1965, *Kształtowanie się opadów w zależności od kierunku i prędkości wiatru na przykładzie czterech wybranych stacji: Warszawa-Okęcie, Płock-Radziwie, Toruń-Wrzosy, Mława w pięcioleciu 1956-1960* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Nizina Południowopodlaska

Grażyna Dąbrowska, 1986, *Charakterystyka klimatu Siedlec* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Urszula Kossowska-Cezak, Jerzy Boryczka)

Urszula Mąka, 1995, *Charakterystyka klimatu Wysoczyzny Siedleckiej, (1951-1965)* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Adam Frankiewicz, 2004, *Cyrkulacyjne uwarunkowania liczby dni z burzą w Terespolu w latach 1951-1990* (opiekun naukowy: Katarzyna Grabowska)

Wacław Bakoński, 1955, *Zależność temperatury gruntu od temperatury powietrza na przykładzie stacji meteorologicznej Puławy-Instytut i Puławy-Kępa w miesiącach III-V w okresie 1948-1950* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Alicja Weremczuk, 1958, *Stosunki termiczne lessu namytego i mad nadwiślańskich w okolicy Puław* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

Wzniesienia Południowomazowieckie

Elżbieta Bogdan, 1998, *Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Krystyna Górską, 1979, *Ogólna charakterystyka klimatu Radomia* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)

Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego w mezoregionach fizycznogeograficznych J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego

Pojezierze Litewskie

Robert Hadam, 2000, *Mikroklimat doliny Czarnej Hańczy* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)

Anna Stypa, 1980, *Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rzeźby terenu na Pojezierzu Suwalskim* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)

Andrzej Maliszewski, 1968, *Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965* (opiekunowie naukowci: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Jerzy Boryczka)

Jolanta Okońska, 1980, *Zależność wskaźników bioklimatycznych od rzeźby terenu na Pojezierzu Suwalskim* (opiekunowie naukowci: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)

*Zofia Łozińska, 2005, *Zróżnicowanie warunków termicznych we wschodniej części Wigierskiego Parku Narodowego* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)

Zofia Łozińska, 2008, *Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk leśnych Puszczy Rominckiej* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)

Pojezierze Mazurskie

Elżbieta Krzesińska, 1993, *Wpływ Jeziora Śniardwy na pole temperatury powietrza* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)

Anna Lipińska, 1998, *Meteorologiczne warunki powstawania bryzy nad Jeziorem Śniardwy* (opiekun naukowy: Danuta Martyn).

- Bożena Rembiesa, 1992, *Wpływ Jeziora Śniardwy na kształtowanie się klimatu lokalnego* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Bohdan Mierzwiński, 1981, *Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniardwy* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Krzysztof Lembowicz, 1971, *Wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie się temperatury powietrza w lipcu 1965 i 1966 roku na przykładzie jezior Okmin i Rajgrodzkiego* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa-Boryczka)
- Katarzyna Pietras, 2004, *Zróźnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Karolina Wolszczak, 2004, *Zróźnicowanie klimatu lokalnego okolic Jeziora Żabinki* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Anna Odalska, 2004, *Klimat lokalny okolic Kruklanek* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Nizina Północnopodlaska**
- Jolanta Pacholak, 1981, *Wstępna charakterystyka klimatu lokalnego Kotliny Biebrzańskiej* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Danuta Martyn)
- Łucja Statkiewicz, 1979, *Wpływ bagien biebrzańskich na temperaturę powietrza* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Bożena Chorzewska, 1978, *Wpływ bagien biebrzańskich na wilgotność powietrza* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Iwona Lizończyk, 1971, *Stosunki wilgotnościowe na terenie bagien biebrzańskich w lipcu 1969 roku* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Jadwiga Kulesza, 1978, *Wpływ bagien biebrzańskich na liczbę dni z opadem, burzą i pokrywą śnieżną* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Anna Jankowska, 1978, *Wpływ bagien biebrzańskich na sumy opadu atmosferycznego* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Ewa Ciechomska, 1971, *Stosunki termiczne na terenie bagien biebrzańskich w lipcu 1969 roku* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Teresa Kłoszewska, 1979, *Charakterystyka kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Biebrzańskiej* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Barbara Dembińska, 1970, *Kształtowanie się niedosytu wilgotności powietrza zależnie od kierunku wiatru w miesiącach letnich (lipiec 1967 i 1968 r.) w środkowej części woj. białostockiego* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Z. Kaczorowska, Maria Stopa-Boryczka)
- Krystyna Morozow, 1970, *Charakterystyka wilgotności w Kotlinie Biebrzańskiej w miesiącach VII 1967 i 1968 r* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)
- Bogdan Turczyński, 1970, *Kształtowanie się parowania i opadów w lipcach 1967 i 1968 r. na stacjach UW w woj. białostockim* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Anna Kulisa, 1970, *Kształtowanie się temperatur ekstermalnych i amplitud dobowych na obszarze bagien woj. białostockiego* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)

- Edmund Sobiś, 1970, *Kształtowanie się temperatury zależnie od temperatury i kierunku wiatru na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy, Gugny w lipcu 1967 i 1968* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Gabriela Przybylska)
- Zofia Kluś-Rorbach, 1970, *Przebieg dobowy temperatury powietrza na obszarze dolnej Biebrzy w okresie od VII 1967 do VII 1968 r. włącznie, ze szczególnym uwzględnieniem miesięcy letnich* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa-Boryczka)
- Barbara Mucha, 1970, *Kształtowanie się temperatury powietrza w środkowej części woj. białostockiego na przykładzie stacji: Jedwabne, Mońki, Mocarze, Chlebotki, Grądy, Gugny w lipcu 1967 i 1968 r.* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Marek Kostrzewski, 1969, *Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od pory dnia, miesiąca wybranego, charakteru podłoża i niektórych elementów meteorologicznych w roku 1967/68 na przykładzie fragmentu terenu ze środkowej części woj. białostockiego* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)
- Stanisław Wiktorowicz, 1969, *Próba wyznaczenia wskaźnika turbulencyjnej wymiany ciepła w miesiącach letnich na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych w zach. części woj. białostockiego w latach 1967 i 1968* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Jerzy Boryczka)
- Anna Kunowska, 1970, *Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenie otwartego w Nadleśnictwie Browsk (Puszcza Białowieska)* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Barbara Olszewska, 2009, *Klimat lokalny Ciechanowca* (opiekun naukowy: Katarzyna Grabowska)
- Anna Zwierzchowska, 2007, *Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w lasach Nadleśnictwa Browsk (Puszcza Białowieska)* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Nizina Północnomazowiecka**
- Agnieszka Petelczyc, 2007, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego parku Narodowego* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Jan Musiał, 2008, *Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Narwiańskiego Parku Narodowego* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- *Monika Lisowska, 2009, *Zróżnicowanie topoklimatyczne Łomżyńskiego Parku Krajobrazowego Doliny Narwii* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- *Joanna Romaniuk, 2009, *Zróżnicowanie topoklimatyczne Parku Krajobrazowego Podlaski Przełom Bugu* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)

Klimat Mazowsza w odniesieniu do obszaru całej Polski (1966-1995, 1971-2000)

- Magdalena Nowakowska, 2006, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Mazowsza* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)

- Anna Dzioban, 2010, *Cechy termiczne klimatu województwa mazowieckiego* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Magdalena Pawlak, 2010, *Zachmurzenie w Polsce i jego związek z typami cyrkulacji atmosferycznej* (opiekun naukowy: Elwira Żmudzka)
- Kamila Pyłka, 2005, *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)

Zmiany klimatu Warszawy w XVII-XXI wieku

- Bogumiła Dąbrowska, 1984, *Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Dorota Dębska, 1986, *Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Małgorzata Tomasik, 1990, *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Anna Michalska, 1992, *Trend czasowy opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1881-1980* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka).
- Anna Porowska, 1992, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie i Pradze w latach 1779-1976* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Mariusz Tomaszewski, 2003, *Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX i XX wieku w Polsce* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Hanna Gołdowska, 2008, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Marta Jaroszewicz, 1995, *Prognoza naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast Białegostoku i Warszawy* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Robert Duma, 1999, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Grzegorz Maksymiuk, 2008, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na opady atmosferyczne w Warszawie w latach 1825 -1998* (opiekun naukowy: Katarzyna Grabowska)

IX. OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY RÓŻNYCH DZIAŁÓW GOSPODARKI NARODOWEJ

Bioklimat miast NE Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i uzdrowisk w strefie podmiejskiej

- Alicja Nowicka, 1977, *Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)
- Grażyna Rokoszewska, 1978, *Charakterystyka bioklimatu woj. suwalskiego w ciepłej porze roku* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)
- Maciej Okrasa, 2001, *Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Magdalena Szulc-Bomba, 1991, *Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Bożena Mossakowska, 1992, *Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Krystyna Kowalik-Białowolska, 1979, *Ogólna charakterystyka bioklimatu okolic Białołęki Dworskiej za okres 1961-1970* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Robert Waker, 1990, *Warunki odczucia termicznego w Warszawie* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Tomasz Wasilewski, 1999, *Warunki synoptyczne występowania dużych zmian ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1986-1995* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Danuta Dziedzic, 2005, *Wpływ warunków pogodowych na zgony mieszkańców Warszawy (1999- 2001)* (opiekunowie naukowcy: Jolanta Wawer, Barbara Wojtach)
- Katarzyna Choroszevska, 2010, *Mikroklimat i warunki odczuwalne nowoczesnych osiedli warszawskich* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Magdalena Koszewska, 2010, *Wpływ pogody na zdrowie i samopoczucie mieszkańców miast na przykładzie Warszawy* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Katarzyna Gula, 1997, *Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Bożena Grochulska, 1978, *Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Zofia Krawcow, 1979, *Charakterystyka warunków wilgotnościowych sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Krzysztof Olszewski)
- Maria Kopacz, 1966, *Bioklimat Otwocka* (opiekun naukowy: Zofia Kaczorowska)
- Małgorzata Gniadek, 1969, *Bioklimat Dziekanowa Leśnego* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Stopa)
- Urszula Okrasa, 1972, *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Maria Kopacz)
- Barbara Mateja, 1977, *Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)

- Stanisław Stuczyk, 1977, *Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji południowej w Konstancinie* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz, Jerzy Boryczka)
- Anna Jędryszczak, 1977, *Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej w Konstancinie* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz, Jerzy Boryczka)
- Anna Oset, 1980, *Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w ciepłej porze roku* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)
- Barbara Beli, 1980, *Charakterystyka warunków odczuwalnych Płocka w półroczu chłodnym* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)
- Barbara Gabryl, 1974, *Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Makowa Mazowieckiego (na podstawie obserwacji z lipca 1972 i 1973 roku)* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Maria Kopacz)
- Monika Żyromska-Starzyk, 1977, *Zróżnicowanie warunków bioklimatycznych na terenie Sierpca w miesiącach letnich* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)

Stan aerosanitarny Warszawy i innych miast północno-wschodniej Polski

- Kamila Pyłka, 2005, *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Aneta Wicher Vel Wichrowska, 2000, *Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Piotr Kołecki, 1988, *Zależność stężenia siarczanów w powietrzu od cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Warszawy)* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Krzysztof Kochański, 2000, *Zależność stężenia dwutlenku azotu w Warszawie od warunków meteorologicznych i cyrkulacji atmosferycznej* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Aleksandra Czerwonka, 2000, *Zależność stężenia dwutlenku azotu w Warszawie od warunków meteorologicznych i cyrkulacji atmosferycznej* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Paweł Szczepański, 2010, *Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Jacek Krytwiński, 2011, *Zmiana zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2006-2010* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Katarzyna Jatczak, 2004, *Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Izabela Żochowska, 2010, *Zmiany stężenia ozonu troposferycznego w Warszawie w latach 2004-2008* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Urszula Frydrychowska, 2010, *Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszzonego w powietrzu na przykładzie Warszawy* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Adam Cieślak, 2000, *Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Katarzyna Zduńczyk, 2009, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)

- Witold Huculak, 1971, *Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/1970 roku* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Jerzy Boryczka)
- Barbara Klementys, 1971, *Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku* (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska, Jerzy Boryczka)
- Agata Kielmer, 2004, *Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Izabela Gołębczyk, 2006, *Zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Anna Faflak, 2011, *Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Jacek Żółtowski, 2005, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza w Płocku* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Joanna Dowgiałło, 1993, *Zależność dobowego stężenia dwutlenku siarki w atmosferze oraz typów cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Suwałk)* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Jan Suchocki, 1993, *Zależność dobowego stężenia jonów siarczanowych w atmosferze od typów cyrkulacji (na przykładzie Suwałk)* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)

Ocena klimatu na potrzeby rolnictwa

- Wiesława Jakimiuk-Olszewska, 1988, *Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Maria Jarzyna, 1981, *Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rodzaju upraw* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Michał Praszkievicz, 1998, *Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Katarzyna Wesołowska, 1997, *Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Rafał Płazewski, 2005, *Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995* (opiekun naukowy: Urszula Kosowska-Cezak)

Ocena klimatu na potrzeby budownictwa

- Małgorzata Panasz, 1978, *Zmiany dobowe temperatury powietrza w 1977 roku na przykładzie Białoleki Dworskiej* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Kowalczyk-Gutowska, 1979, *Zmiany dobowe i roczne wilgotności powietrza w Białolece Dworskiej w 1977 r.* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Krystyna Bączyk, 1979, *Wpływ podłoża na temperaturę powietrza na przykładzie Białoleki Dworskiej* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)

- Celina Boużyk, 1979, *Wpływ podłoża na warunki wilgotnościowe w Białolecie Dworskiej* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka)
- Wiesława Dybczyńska, 1979, *Wpływ pogody na zróżnicowanie warunków odczuwalnych osiedla mieszkaniowego na przykładzie Białoleki Dworskiej* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Anna Pioruńska, 1979, *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb budownictwa w Białolecie Dworskiej* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Anna Kazubek, 1994, *Warunki termiczne osiedla Chomiczówka w Warszawie* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Irma Kijowska, 1989, *Warunki bioklimatyczne w osiedlu Sady Żoliborskie* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Grażyna Dudzicka, 1991, *Warunki odczuwalne osiedli warszawskich o dużym udziale i strukturze zieleni* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Barbara Gawryś, 1988, *Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich Sady Żoliborskie i Olimpijska* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Walentyna Leoniuk, 1986, *Mikroklimat osiedla „Stawki” w Warszawie* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Anna Andrzejewska-Mamczarek, 1988, *Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Urszula Szczeniak, 1988, *Mikroklimat osiedla Szwoleżerów w Warszawie* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Maria Waclawska, 1988, *Mikroklimat osiedla Służew nad Dolinką w Warszawie* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Monika Żolnierowicz-Kasprzyk, 1987, *Warunki termiczne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Grzegorz Grabowski, 1988, *Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich* (opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka)
- Aleksandra Błaszczak, 2007, *Wpływ zabudowy na warunki termiczno-wilgotnościowe* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Urszula Kossowska-Cezak, 1961, *Stratyfikacja temperatury powietrza w warstwie do 130 m nad poziomem podłoża w śródmieściu Warszawy* (na podstawie badań otoczenia Pałacu Kultury i Nauki w 1960) (opiekunowie naukowcy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Lesław Kijowski, 1990, *Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w centrum Warszawy* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Hanna Krajewska, 1989, *Wpływ zabudowy na pola zmiennych meteorologicznych w Warszawie* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Renata Romańska, 1994, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy w miesiącach letnich* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Dorota Przybyłkowska, 1994, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)
- Aleksandra Ślęzak, 1978, *Zmiany roczne kierunku i prędkości wiatru w Kotlinie Warszawskiej* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)

Ocena klimatu na potrzeby sportu i turystyki

- Władysław Remiszewski, 1979, *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w woj. suwalskim* (opiekun naukowy: opiekun naukowy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)

- Iwona Toczyska, 2003, *Ocena klimatu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich dla potrzeb turystyki* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Joanna Bereś, 2001, *Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Beata Opłocka, 2010, *Charakterystyka klimatu Warszawy na potrzeby turystyki* (opiekun naukowy: Elwira Żmudzka)
- Bogusław Siedlacki, 1993, *Próba oceny klimatu okolic Warszawy dla potrzeb rekreacji* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Anna Romańczak, 1992, *Warunki klimatyczne Ogrodu Zoologicznego w Warszawie* (opiekun naukowy: Urszula Kossowska-Cezak)
- Elżbieta Bułtowicz, 1961, *Próba badania topoklimatów południowej części Lasku Bielańskiego* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)
- Jolanta Fortini-Iwanowska, 1961, *Próba badania topoklimatów północnej części Lasku Bielańskiego* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz)
- Paweł Górski, 2004, *Wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego na wypadki drogowe w Warszawie (2000 r.)* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Magdalena Śmietanka, 1995, *Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)

Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski

- Krzysztof Buczyński, 1990, *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* (opiekunowie naukowcy: Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz)
- Józef Osos, 1963, *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)* (opiekun naukowy: Wincenty Okołowicz, Zofia Kaczorowska)
- Karolina Błasiak, 2007, *Mgły w Warszawie na Okęciu i możliwości ich prognozowania* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Paulina Piątkowska, 2005, *Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995* (opiekun naukowy: Danuta Martyn)
- Monika Marks, 2008, *Cykliczność i tendencje zmian hydrometeorów w Warszawie* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Izabela Zabłocka, 2008, *Częstość burz w różnych masach powietrza w Warszawie* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Joanna Maroszek, 2009, *Maksima dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie i ich uwarunkowania* (opiekun naukowy: Jolanta Wawer)
- Grzegorz Wiktorski, 2011, *Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy* (opiekun naukowy: Bożena Kicińska)
- Paweł Parzuchowski, 2008, *Klimat lotniska Radom-Sadków* (opiekun naukowy: Jerzy Boryczka)
- Marzena Śmielak, 2010, *Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie* (opiekun naukowy: Krzysztof Olszewski)
- Anna Mrozek, 2003, *Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki* (opiekun naukowy: Maria Kopacz-Lembowicz)

X. PRÓBA OCENY KIERUNKÓW ROZWOJU GOSPODARCZEGO NIEKTÓRYCH MAKROREGIONÓW I MEZOREGIONÓW GEOGRAFICZNYCH

W końcowych rozdziałach niektórych prac magisterskich zamieszczono też oceny klimatu badanych województw na potrzeby gospodarki człowieka np. rolnictwo, ogrodnictwo, turystyka i wypoczynek. Problemy te najlepiej przedstawia **Jolanta Wikiel-Wawer** w pracy pt. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* (1977).

Klimat badanego obszaru z punktu widzenia potrzeb rolnictwa, kształtuje się dla wielu upraw korzystnie, przede wszystkim dzięki wyższej temperaturze powietrza, małej liczbie przymrozków, dni mroźnych i bardzo mroźnych niż w województwach sąsiadujących od północy i wschodu. Niestety sumy opadu (zwłaszcza na północy i wschodzie Kotliny Warszawskiej) są niewystarczające do podtrzymywania wilgoci glebowej, jest tu bardzo sucho, co jest szczególnie niekorzystne dla owsa, jęczmienia, kukurydzy itp.

W badanym obszarze występują gleby niskiej jakości piaszczyste i piaszczysto-gliniaste i mimo że na przykład do upraw buraka cukrowego i pszenicy, warunki klimatyczne są dogodne, to jednak gleby determinują uprawy na szerszą skalę.

Bardziej dogodny jest klimat dla upraw warzywniczych i sadowniczych (głównie na Równinie Warszawskiej i Łowicko-Błońskiej), gdzie drzewa owocowe najwcześniej zakwitają), a sprzyjają temu: dobre usłonecznienie, krótki okres z przymrozkami, najkrótszy okres zalegania pokrywy śnieżnej. Udział tych działów gospodarki rolnej w użytkowaniu rolniczym ziemi stale wzrasta i obecnie 9,9% wszystkich upraw stanowią warzywa, a 3,6% sady. Ponadto rozwój gospodarki rolnej, uprawa inspektowa, szklarniowa wykluczają ujemne skutki klimatu województwa, jak niskie opady, czy też przymrozki.

Okolice Zalewu Zegrzyńskiego są z punktu klimatu terenami o najdogodniejszych warunkach dla rozwoju turystyki. Jest tu bowiem ciepło (powyżej 7,5°C), mało jest opadów i liczby dni z opadem, duże usłonecznienie, nieduże zachmurzenie, większe prędkości wiatru, co sprzyja żeglarstwu.

Z kolei Puszcza Kampinoska jest „oazą” czystego, leśnego powietrza, bogatego w fitoncydy. Warunki termiczne są sprzyjające, lecz niestety „ściana” Puszczy odznacza się zwiększonymi opadami o dużym natężeniu (najwyższe maksima dobowe). Rejon ten poleca się szczególnie na wycieczki piesze i rowerowe szlakami turystycznymi.

Warszawa, jako stolica Polski i jako miasto z licznymi zabytkami, muzeami i innymi walorami kulturalnymi jest również dużym ośrodkiem turystycznym województwa. Niestety termiczne warunki klimatu stolicy są mniej sprzyjające dla turystów w okresie letnim, z racji wysokiej temperatury, większej ilości dni gorących i upalnych oraz parnych, oraz gorszych warunków aerosanitarnych.

Jolanta Matusiak w pracy pt. *Klimat województwa skierniewickiego* (1977) stwierdza,

że, rozwój gospodarczy danego obszaru jest w głównej mierze uwarunkowany warunkami naturalnymi, zasobami środowiska. W przypadku województwa skierniewickiego środowisko naturalne nie stwarza sprzyjających warunków do rozwoju rolnictwa ze względu na duży udział gleb słabych, głównie bielicówych, pseudobielicówych i brunatnych, wytwarzanych z piasków bądź glin lekkich i średnich: są to gleby V i niższych klas bonitacyjnych. Jedynie występujące we wschodniej części województwa czarne ziemie (obszar sochaczewski) zaliczane są do gleb średnich.

Nie mniej gleby piaszkowe gliniaste, zajmujące największy obszar województwa, przy odpowiedniej kulturze i częstym nawożeniu nadają się pod uprawy żyta, ziemnia-

ków, łubinu, saradeli, a na glebach niżej położonych także udaje się owies, koniczyna biała, a nawet jęczmień i pszenica. Gleby brunatne wytworzone na podłożu glin lekkich i średnich odznaczają się nieco lepszymi właściwościami użytkowymi. Są to przeważnie gleby pszenno-buraczane, zaliczane do II i III klasy bonitacyjnej.

W związku z tym w produkcji rolniczej województwa skierniewickiego dominuje kierunek żytnio-ziemniaczany, uprawia się także rośliny pastewne: łubin, koniczynę białą, saradelę. Z roślin przemysłowych uprawia się len i buraki cukrowe.

Spośród zbóż uprawia się głównie żyto i owies, nieznaczny odsetek gruntów zajmuje pszenica, wymagająca lepszych warunków glebowych. Najodpowiedniejsze warunki do rozwoju upraw żyta i owsa obserwuje się na Równinie Kutnowskiej i Kotlinie Warszawskiej.

Dość znaczny udział w powierzchni zasiewów mają uprawy lnu i łubinu żółtego. Len najlepiej udaje się w południowych regionach, natomiast łubin na obszarze Równiny Kutnowskiej, Kotlinie Warszawskiej i Równinie Łowicko-Błońskiej.

Ze względu na stosunkowo lepsze gleby, bardziej sprzyjające warunki termiczne i wilgotnościowe uprawa buraka cukrowego rozwija się szczególnie w północnej części województwa.

Ponadto autorka zaznacza, że o rozwoju danego regionu może zadecydować również jego atrakcyjność turystyczna. Województwo skierniewickie nie jest zbyt atrakcyjne pod względem walorów środowiska naturalnego, jakkolwiek sąsiedztwo Puszczy Kampinoskiej może wpłynąć na ożywienie ruchu turystycznego. Na centralnym szlaku turystycznym łączącym Warszawę z Łodzią istnieje kilka miejsc godnych zwiedzenia, a przede wszystkim zespół zabytkowy Arkadia Nieborów. Arkadia jest jedynym w Polsce zabytkiem architektury ogrodowej, który zachował elementy koncepcji przestrzennych z końca XVIII wieku.

Pałac w Nieborowie, wzniesiony w latach 1695-1697 przez kardynała Radziejewskiego, stanowi wraz z Arkadią zespół zabytkowy o wysokiej wartości historycznej, artystycznej i krajobrazowej. Zaliczony został do najwyższej, tzn. zerowej grupy zamków i pałaców polskich. W odległości 6 km od Nieborowa leży Bolimów, gdzie zachowały się ślady grodziska i cmentarzysko ciałopalne z II wieku. Na trasie tej również znajduje się Łowicz z licznymi zabytkami, a przede wszystkim chlubiący się cennymi zabytkami sztuki i strojami ludowymi.

Na granicy województwa skierniewickiego i warszawskiego leży Żelazowa Wola, miejsce urodzenia Fryderyka Chopina.

Przeprowadzona w pracy charakterystyka warunków klimatycznych województwa skierniewickiego wykazała, że nie można mówić o monotonii klimatycznej omawianego obszaru, odchylenia wartości rozpatrywanych elementów meteorologicznych (promieniowanie, temperatura, wilgotność, zachmurzenie, opad i wiatr) są wynikiem przede wszystkim układu hipsometrycznego. Brak na opracowanym terenie jaskrawych kontrastów w poszczególnych elementach meteorologicznych sprzyja działalności gospodarczej człowieka, przy odpowiednim do warunków środowiska jej planowaniu. Sąsiedztwo Puszczy Kampinoskiej i zabytki architektury, kultury polskiej stwarzają potencjalne możliwości zagospodarowania turystycznego.

Małgorzata Rogowiec w pracy pt. *Klimat województwa siedleckiego* (1977) przedstawia również informacje dotyczące oceny klimatu na potrzeby człowieka.

Warunki klimatyczne panujące na terenie województwa siedleckiego są w różnych jego rejonach bardziej lub mniej korzystne dla rolnictwa. Szczególnie wyraźne różnice zaznaczają się między dwoma obszarami województwa: południowo-zachodnim i wschodnim.

Rejon południowo-zachodni obejmuje Dolinę Środkowej Wisły, południową część Równiny Garwolińskiej, południowo-zachodnie tereny Wysoczyzny Żelichowskiej i charakteryzuje się najkorzystniejszymi w województwie warunkami dla produkcji rolnej. Ma on najwyższe wartości średniej rocznej temperatury powietrza. Najdłuższe w województwie okresy: bezprzymrozkowy i wegetacyjny pozwalają na wcześniejsze niż na innych terenach województwa rozpoczęcie prac polowych i na późniejsze ich zakończenie.

Przeciwnieństwem jest rejon wschodni obejmujący wschodnią część Wysoczyzny Siedleckiej i północne tereny Równiny Łukowskiej. Charakteryzuje się on najniższą w województwie średnią roczną temperatury powietrza. Krótki okres bezprzymrozkowy i wegetacyjny oraz długi czas zalegania pokrywy śnieżnej powoduje, że jest to obszar o najbardziej niekorzystnych dla rolnictwa warunkach klimatycznych.

Oceniając klimat województwa siedleckiego z punktu widzenia turystyki i wypoczynku należy stwierdzić, że jest on korzystny, szczególnie w miesiącach maj-wrzesień. Dość duża w wymienionych miesiącach średnia dobowa temperatura powietrza (12,5-18,5°C), jak również średnia maksymalna temperatura (18,0-24,0°C) oraz często występujące dni gorące (35 razy w roku) sprawiają, iż pod względem termicznym klimat województwa odpowiada wymogom turystyki i wypoczynku. Omawiany okres charakteryzuje się stosunkowo małym średnim miesięcznym zachmurzeniem (4,5-6,0), małą liczbą dni pochmurnych (6-10 w miesiącu) i dość dużą liczbą dni pogodnych (3-6 w miesiącu), jak również stosunkowo małą liczbą dni z opadem (11-13 w miesiącu). Warunki klimatyczne województwa siedleckiego, istniejące na jego terenie duże kompleksy lasów, liczne jeziora i rzeki, piękne krajobrazowo tereny leżące w dolinach Bugu oraz Wisły stanowią przesłanki do rozwoju turystyki i wypoczynku na tym obszarze. Istniejące warunki naturalne nie są jednak wykorzystane. Na całym obszarze województwa istnieje tylko 5 ośrodków wczasowych: (Sadowne, Urle, Stoczek Łukowski, Gródek, Wilga), nie ma ani jednego campingu. Fatalnie przedstawia się sprawa wypoczynku ludności miasta wojewódzkiego. Najbliższy ośrodek wczasowy znajduje się w odległym o prawie 40 km Stoczku Łukowskim. Zbudowano wprawdzie na peryferiach miasta rozległy zalew na Muchawce. Jednak mimo, że istnieje on już kilka lat, w dalszym ciągu jest bardzo słabo zagospodarowany.

Należy zaznaczyć, iż warunki klimatyczne województwa siedleckiego sprzyjają również rozwojowi wypoczynku w okresie zimy (obfite opady śniegu, długi okres zalegania pokrywy śnieżnej). Jednak ze względu na małe deniwelacje terenu niemożliwe jest uprawianie sportów zimowych. Wyjątek stanowi narciarstwo nizinne, ale ze względu na brak tradycji nie jest ono w województwie siedleckim uprawiane.

W pracy **Ewy Jasłowskiej** pt. *Klimat województwa ostrołęckiego* (1977) scharakteryzowano ogólnie klimat badanego obszaru. Rozpatrywano następujące elementy klimatologiczne: promieniowanie i usłonecznienie, temperaturę i wilgotność powietrza, zachmurzenie, opad atmosferyczny i wiatr. W ostatniej części omówiono zagadnienia fenologiczne: pory roku, fazy fenologiczne niektórych roślin.

Pracę oparto na materiałach obserwacyjnych z 15-lecia 1951-1965 ze stacji synoptycznej Ostrołęka, 3 stacji klimatologicznych: Przasnysz, Myszyniec i Wyszaków, oraz 19 posterunków opadowych, dość równomiernie rozmieszczonych na obszarze całego województwa (Chorzele, Cierpięta, Czerwin, Dąbrówka, Guty Duże, Jednorozec, Kadzidło, Krasnosiele, Kruszewo, Krzynowłoga Mł., Maków Mazowiecki, Ostrów Maz., Rozogi, Sieczychy, Ślepioty, Wach, Wąsewo, Zabiele Wielkie, Zaręby)

Znaczne różnicowanie poszczególnych elementów klimatu na terenie województwa ostrołęckiego świadczy, tak jak i w województwach sąsiednich, o dużym wpływie warunków lokalnych.

Rozwój rolnictwa uzależniony jest jak wiadomo, od warunków naturalnych danego obszaru, które w odniesieniu do omawianego województwa określane są jako przeciętne a podstawowym czynnikiem zmniejszającym wydajność z hektara jest duży udział gleb słabych bielicowych i pseudobielicowych, przy niewielkim procencie gleb urodzajnych I, II, III klasy bonitacyjnej.

W strukturze upraw województwa ostrołęckiego dominują zboża, ziemniaki i rośliny pastewne a wśród roślin przemysłowych stosunkowo duże znaczenie ma len i buraki cukrowe. Spośród zbóż, najpowszechniejsza jest uprawa żyta i owsa, dla którego najodpowiedniejsze warunki termiczne i wilgotnościowe występują w południowej części województwa. Na zachodzie omawianego obszaru na Wysoczyźnie Ciechanowskiej uprawia się także jęczmień, podczas gdy pól zasianych pszenicą i kukurydzą w województwie ostrołęckim nie spotyka się.

Duży procent powierzchni gruntów ornych tego województwa zajmują uprawy: lnu, koniczyzny, łubinu żółtego. Obszarem wyróżniającym się dogodnymi warunkami siedliskowymi dla tych roślin jest centralna i południowo-wschodnia część województwa ostrołęckiego.

Trzeba tu wspomnieć, że województwo to należy do jednego z głównych rejonów uprawy lnu i łubinu żółtego w Polsce, jakim jest północno-wschodnia część naszego kraju. Spośród upraw przemysłowych oprócz lnu na uwagę zasługują buraki cukrowe udające się szczególnie w centrum i na południowym-wschodzie województwa ostrołęckiego, ze względu na dogodne tam dla nich warunki termiczne, wilgotnościowe i większy, niż w pozostałej części województwa, odsetek dobrych gleb.

Ogólnie można stwierdzić, iż na tle całego województwa ostrołęckiego, najlepszymi warunkami siedliskowymi dla uprawianych tu roślin, wyróżnia się centralna i południowo-wschodnia jego część.

Pod względem turystycznym województwo ostrołęckie nie jest tak atrakcyjne jak obszary sąsiadujące z nim szczególnie od północy i południa. Godne zwiedzania są tu przede wszystkim 2 miasta: Ostrołęka i Przasnysz, gdzie na uwagę zasługują zespoły klasztorne pochodzące z XVI i XVII wieku, charakteryzujące się zabytkowym wyposażeniem.

W Ostrołęce, poza tym, w pobliżu ujścia rzeki Omulew do Narwii można obejrzeć resztki starego grodziska.

Turystom, którzy chcą poznać nie tylko przeszłość historyczną ale i aktualne osiągnięcia województwa ostrołęckiego, udostępniona jest do zwiedzania Ostrołęcka Fabryka Celulozy i papieru, jedna z największych i najnowocześniejszych w Polsce.

Miłośników folkloru natomiast „zaprasza” Myszyniec – ośrodek regionu kurpiowskiego, gdzie tradycja noszenia strojów ludowych, nie tylko od święta, istnieje po dzień dzisiejszy.

„Siedliskiem” czystego powietrza są niewątpliwie lasy województwa ostrołęckiego, a szczególnie Puszcza Biała, położona w południowo-wschodniej jego części, charakteryzująca się bardziej dogodnymi warunkami dla turystyki pieszej, niż znajdująca się na północy województwa Puszcza Kurpiowska porastająca rozległe tereny bagienne.

Bożena Górczyńska-Żemojda w pracy pt. *Klimat województwa białostockiego* (1978) badała niektóre cechy klimatyczne tego województwa pod kątem ich przydatności dla rolnictwa. W pewnym stopniu założenie to zostało zrealizowane, aczkolwiek nie należy twierdzić, że praca ta daje wystarczający obraz stosunków klimatycznych panu-

jących w tym województwie. W miarę możliwości starano się dokładnie omówić główne elementy procesów klimatotwórczych, co bardzo często było utrudnione ze względu na niewielką liczbę stacji prowadzących obserwacje oraz braki w materiałach obserwacyjnych.

Najszerzej i najdokładniej scharakteryzowano stosunki termiczne, przyjmując dużą liczbę wskaźników, dzięki którym możliwe było wykazanie istotnych różnic pomiędzy odrębnymi jednostkami fizycznogeograficznymi wchodzącymi w skład województwa białostockiego. Analiza tych wskaźników wykazała, że regionem szczególnie uprzywilejowanym pod względem termicznym jest Wysoczyzna Drohiccka, tutaj bowiem notowane były najwyższe temperatury, najdłuższy okres wegetacyjny, co jest szczególnie ważne dla rolnictwa oraz najdłuższy czas trwania termicznych pór półrocza ciepłego i najkrótszy pór półrocza chłodnego.

Wśród województw sąsiednich badany obszar wyróżnia się pod tym względem, bowiem w stosunku do województw białkopodlaskiego, siedleckiego i łomżyńskiego ma ono niekorzystne warunki termiczne, natomiast na terenie województwa suwalskiego temperatury powietrza są znacznie niższe niż w województwie białostockim.

Z punktu widzenia gospodarczego ważne są zwłaszcza daty występowania ostatnich przymrozków wiosennych i pierwszych przymrozków jesiennych. Przymrozki nieraz wyrządzają wielkie straty w uprawach, zwłaszcza w ogrodach i sadach, gdzie wiosną niszczą młode sadzonki oraz pączki i kwiaty drzew owocowych, jesienią zaś, warzywa oraz niektóre młode pędy, gałązki i kwiaty, zakłócając i zniekształcając wzrost i rozwój drzew. Zbyt wczesne przymrozki jesienne pozbawiają rośliny zawartych w liściach składników mineralnych (przemarzanie liści).

Przestrzenne zróżnicowanie zachmurzenia w roku jest niewielkie na badanym obszarze, tak jak i w całej Polsce, średnia roczna jego wartość wynosi 6,5, podobnie jak w województwach sąsiednich. w kolejnych porach roku stacją najbardziej pochmurną jest Białystok, co prawdopodobnie związane jest z silnym zanieczyszczeniem powietrza przyspieszającym proces kondensacji pary wodnej, zaś najniższe wartości zachmurzenia występują na Wysoczyźnie Drohicckiej.

Jeśli chodzi o stosunki wilgotnościowe poszczególne regiony województwa białostockiego mają mniejszą zawartość pary wodnej w powietrzu niż przyległe obszary województwa suwalskiego. Różnice wynikają z tego, że wymienione województwo pokryte jest bardzo gęstą siecią jezior, dzięki którym wilgotność powietrza jest znacznie wyższa niż nad obszarami pozbawionymi zbiorników wodnych. Wprawdzie w województwie białostockim jest jedno jezioro i znaczne tereny zabagnione, ale w porównaniu z Wielkimi Jeziorami Mazurskimi zajmują one małą powierzchnię i ich wpływ na zwiększenie zawartości pary wodnej w powietrzu jest o wiele mniejszy. Ponadto przez wpływ pary wodnej odbywa się tutaj z zachodu na wschód zgodnie z dominującymi wiatrami, a niewielki udział wiatrów północnych powoduje zmniejszony dopływ pary wodnej z nad jezior województwa suwalskiego.

Pod względem opadów atmosferycznych województwo białostockie nie wyróżnia się wśród województw Polski północno-wschodniej, chociaż średnie sumy opadów w województwach łomżyńskim, siedleckim i białkopodlaskim są nieco niższe niż na badanym obszarze. Średnie sumy opadów w województwie białostockim są równe średnim wartościom dla całej Polski i wahają się od 500 do 650 mm.

Opady warunkują zapasy wody, a więc mają duże znaczenie w rolnictwie. Na ich rozkład przestrzenny ogromny wpływ ma lokalizacja poszczególnych stacji. Nie można jednak tu pominąć tak istotnego elementu, jakim jest wiatr (kierunek i prędkość), który powoduje zróżnicowanie sum opadu nawet na bardzo małym terenie.

Wpływ pokrywy śnieżnej na roślinność jest także duży. Śnieg chroni rośliny przed szkodliwymi wahaniami i niskimi stanami temperatury, a glebę przed zbytnim zamrażaniem. Topniejący na wiosnę śnieg zaopatruje w wodę glebę. Z drugiej strony śnieg niszczy wiele roślin, a długo zalegająca pokrywa śnieżna skraca okres wegetacyjny.

Należy zwrócić uwagę na kontrast, jaki pod względem czasu trwania pokrywy śnieżnej zachodzi pomiędzy południowo-zachodnimi a północno-wschodnimi częściami województwa. Na wschodzie ziemia pozostaje o około 10 dni dłużej pod śniegiem niż na zachodzie, co na tak małej powierzchni świadczy o znacznych różnicach termicznych pory zimowej występujących na badanym obszarze.

Na zakończenie pracy należy zwrócić uwagę na klimat lokalny Białegostoku, jest on bowiem odmienny od warunków panujących w pozostałych regionach. Temperatura w miastach jest zawsze wyższa niż poza jego obrębem. Różnice między średnimi temperaturami dochodzą do 1°C, a najwyższe są w miesiącach letnich i w porze nocnej. Powodów tego zróżnicowania jest kilka. Powietrze w mieście jest z reguły bardziej zanieczyszczone. Obok pyłu unoszą się nad miastem obłoki dymów, których źródłem jest ogrzewanie mieszkań, procesy produkcyjne w przemyśle i komunikacja miejska, a które powodują wzrost zachmurzenia i opadów atmosferycznych związanych z kondensacją pary wodnej na tych zawiesinach. Z tego też względu miasta mają znacznie więcej dni z mgłą niż otaczające je tereny wiejskie. Wszystkie te czynniki powodują stratę światła dziennego oraz zatrzymywanie pewnej ilości promieniowania słonecznego, które nie dociera do powierzchni gruntu w mieście, ale jednocześnie hamują wypromieniowanie ciepła z tej powierzchni. Na kształtowanie się stosunków termicznych w mieście wpływa również to, że domy i ulice zwłaszcza asfaltowe nagrzewają się, akumulują duże ilości ciepła w czasie pogodnych dni letnich, a w nocy oddają ciepło atmosferze. Zimą duże ilości ciepła dostają się do atmosfery na skutek ogrzewania mieszkań. Ponadto w mieście, gdzie strata ciepła na parowanie jest niewielka (powierzchnie pokryte roślinnością małe, woda opadowa spływa do kanałów miejskich) powietrze jest bardziej suche, mimo, że prędkość wiatru jest przez zabudowania zmniejszona.

Należy wspomnieć, że opracowane w tej pracy wskaźniki nie są w pełni wystarczające dla celów rolnictwa.

Dla właściwej oceny warunków klimatycznych bytowania roślin nie wystarczają normalne pomiary meteorologiczne wykonywane na wysokości 2 m nad ziemią, bowiem w przylegającej warstwie powietrza bezpośrednio do powierzchni gruntu, warunki klimatyczne są nieco inne niż na wysokości kilku metrów nad ziemią. Ma to ogromne znaczenie zwłaszcza dla rolnictwa, w tej bowiem przygruntowej warstwie powietrza rozwija się roślinność. Dlatego celowe byłoby opracowanie przymrozków przygruntowych oraz temperatury gruntu od czego przede wszystkim zależy prawidłowy rozwój roślin, a w konsekwencji tego również zbiory i plony.

Dodatnią stroną niniejszego opracowania jest przedstawienie wszystkich wskaźników na poziomie rzeczywistym. Ma to bowiem ogromne znaczenie praktyczne, takie właśnie warunki interesują m.in. rolnictwo dla którego nie są istotne wartości sprawdzone do poziomu morza, ale warunki faktycznie istniejące.

W pracy **Wiesławy Jakimiuk-Olszewskiej** pt. *Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka* (1988) oceniono warunki cieplne w okresie wegetacyjnym ziemniaków.

Przebieg temperatury w okresie wegetacyjnym ziemniaków sprzyja plonowaniu ziemniaków. Średnie temperatury lipca są umiarkowane i korzystne dla fazy bulwienia, a temperatury sierpnia dla wzrostu kłębów. Niekorzystne są jedynie przymrozki, zarówno późnowiosenne, które uszkadzają nać ziemniaków, jak i wczesnojesienne, po-

wodujące zahamowanie procesów życiowych ziemniaków, a przez to skrócenie okresu wegetacyjnego i niższe plonowanie. W skrajnych przypadkach wystąpienie wczesnojesiennych mrozów może powodować zamarznięcie upraw.

Na podstawie powyższych charakterystyk można wydzielić na obszarze woj. białostockiego rejony o mniej korzystnych warunkach klimatycznych i glebowych dla plonowania ziemniaków i bardzo dobrych. Najbardziej niekorzystne występują w okręgu białostockim i na Wzgórzach Sokólskich, zaś Równina Bielecka i Wysoczyzna Drohic-ka cechują się dobrymi warunkami klimatycznymi i wysokim plonowaniem ziemniaków. Ważnym zagadnieniem w agrometeorologii jest prognozowanie fenologiczne. Dostatecznie wczesna bowiem znajomość dat terminów występowania poszczególnych faz fenologicznych pozwala na lepszą organizację prac polowych, wykonywanie prac pielęgnacyjnych, zabiegów ochrony roślin i planowanie wykopków. Przedstawiona w pracy próba prognozy dat zakwitania i zbiorów na podstawie dat wschodów ziemniaków wykazuje, iż prognozy oparte na jednym elemencie meteorologicznym nie zawsze mają dużą sprawdzalność. Jednak podjęta próba prognozowania pozwala na orientację warunków rozwoju ziemniaków w woj. białostockim.

Alicja Halka-Lipska w pracy p.t. *Klimat województwa wrocławskiego* (1977) przyjmuje, że województwo wrocławskie pod względem gospodarczym ma przede wszystkim charakter rolniczy. Najwięcej użytków rolnych znajduje się na Pojezierzu Kujawskim. Wiąże się to z warunkami glebowymi i klimatycznymi, a jednocześnie jest rezultatem wielowiekowej tradycji uprawy ziemi na tym terenie. We Wrocławskim najwięcej uprawia się żyta i ziemniaków, poza tym jęczmień i owies. Na terenie dawnego powiatu aleksandrowskiego dużo miejsca zajmuje uprawa buraka cukrowego i pszenicy.

Rozwój i plony roślin uprawnych zależą głównie od warunków termicznych i opadowych. Dla ozimin szczególnie ważna jest temperatura gruntu i pokrywa śnieżna w zimie. Badania radzieckie wykazały, że żyto, pszenica i jęczmień wymarzają dopiero przy temperaturach $-18,0^{\circ}\text{C}$, $-15,0^{\circ}\text{C}$ i $-12,0^{\circ}\text{C}$ na głębokości węzła krzewienia. W warunkach województwa wrocławskiego, tak zresztą jak w całej Polsce, rośliny ozime narażone są na wymarznienia wskutek rozmarzania i zamarzania wody podsiąkowej, która powoduje pionowe ruchy cząstek gleby, niszczące system korzeniowy roślin. Z tego punktu widzenia korzystniejsze warunki dla uprawy zbóż ozimych istnieją na Pojezierzu Dobrzyńskim, gdzie pokrywa jest grubsza i twardsza niż na Pojezierzu Kujawskim, co wpływa dodatnio na temperaturę gruntu. Z drugiej strony Pojezierze Kujawskie jako region cieplejszy, z dłuższym okresem bezprzymrozkowym i wegetacyjnym (powyżej 215 dni) zapewnia ogólnie lepsze warunki dla uprawy roślin.

Rozpatrując łącznie niekorzystne cechy stosunków termicznych w województwie wrocławskim należy wskazać, że są one następujące:

- stosunkowo duża zmienność temperatury powietrza i gruntu zwłaszcza w kwietniu i maju, co decyduje o dalszym przebiegu wegetacji roślin kłosowych znajdujących się wówczas w fazie strzelania w źdźbło oraz kwitnienia
- silne mrozy przy braku pokrywy śnieżnej (np. na terenie północno-wschodniego krańca Pojezierza Dobrzyńskiego)
- przymrozki wiosenne
- wczesne przymrozki jesienne
- ciepłe wiatry osuszające glebę, np. w lutym lub marcu na Pojezierzu Kujawskim wiatry wiejące z południa
- mroźne wiatry, np. w kwietniu z północy i północnego wschodu, w czerwcu ze wschodu.

Do niekorzystnych cech w stosunkach opadowych należy zaliczyć przede wszystkim znaczną przewagę (ponad 50%) miesięcy posusznych w okresie wegetacyjnym (miesiącem posuszonym przyjęto nazywać taki miesiąc, w którym średnia suma opadu jest mniejsza od 60 mm). Wystarczającą ilość opadu notuje się na terenie całego województwa właściwie tylko w lipcu, a częściowo w czerwcu (na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej) i w sierpniu (na tej Wysoczyźnie i w południowo-zachodniej części województwa) jest bardzo niekorzystne dla rozwoju roślin. Tak więc pod względem opadowym sytuacja w województwie przedstawia się niekorzystnie. Większe sumy opadu i więcej dni z opadami notuje się na Pojezierzu Dobrzyńskim, jednak wartości te także i tu nie zaspokajają w pełni potrzeb w okresach rozwoju roślin.

Najbardziej niekorzystnym w województwie terenem, pod względem rolniczoklimatycznym jest północno-wschodnia część Pojezierza Dobrzyńskiego granicząca z województwem ciechanowskim. Występują tu najniższe w województwie średnie temperatury powietrza i najkrótszy okres wegetacyjny, a ponadto krótszy czas utrzymywania się pokrywy śnieżnej oraz opady atmosferyczne mniejsze niż w pozostałej części Pojezierza Dobrzyńskiego.

Ogólnie należy stwierdzić, że do czynników klimatycznych niekorzystnych dla wegetacji i plonowania upraw na terenie województwa, a tym m.in. na Kujawach i w pradolinie Wisły, należą: duża zmienność opadu w okresie rocznym i z roku na rok, okresy susz atmosferycznych i glebowych, brak pokrywy śnieżnej, niedobory opadów w okresach krytycznych i wegetacyjnych. Dzięki dużej żyzności i korzystnym właściwościom gleb w niektórych rejonach na Pojezierzu Kujawskim straty spowodowane działaniem powyższych czynników klimatycznych są tu mniejsze niż w regionach sąsiednich. Stwierdzono bowiem, że występujące w tym regionie czarne ziemie łąkowe mają dużą zdolność akumulacyjną opadów, lepszą podsiąkliwość i przewiewność. W takich warunkach nawet sucha wiosna jest mało szkodliwa dla zbóż ozimych. Gorsze plony uzyskuje się z gleb piaszczystych, na których osiągnane rezultaty zależą głównie od stopnia wilgotności gleby w okresie wegetacji.

Reasumując, można uznać, że mimo niezbyt sprzyjających warunków klimatycznych w województwie włocławskim uzyskuje się dość wysokie wskaźniki zbiorów. Wpływa na to przede wszystkim wysoka kultura rolna. Dobra jakość gleb korzystnie zaznacza się jedynie w niektórych zachodnich rejonach Pojezierza Kujawskiego, podczas gdy na pozostałym obszarze województwa gleby są niskiej jakości. Mimo to, na przykład w rejonie Lipna, gdzie przeważają gleby piątej klasy, rolnicy uzyskują dość dobre plony nawet w uprawie buraka cukrowego.

Dla pełnej rolniczo-klimatycznej charakterystyki województwa byłoby nieodzowne oparcie przeprowadzonej analizy na szerszym zestawie wskaźników klimatycznych, niż to było możliwe w niniejszej pracy. Osiągalne dane pozwoliły na zobrazowanie sytuacji klimatycznej województwa jedynie w ogólnych zarysach i na podkreślenie tylko najważniejszych cech klimatu oraz tendencji jego zmienności w przestrzeni. Tak więc, dla pełności obrazu województwa pod względem rolniczo-klimatycznym pożądane byłyby m.in. takie wskaźniki jak temperatura powietrza przy powierzchni gruntu (a nie na wysokości 2 m) oraz liczba dni z temperaturą minimalną powietrza poniżej 0°C i maksymalną powyżej 0°C. Owe wskaźniki pozwoliłyby na trafniejsze zanalizowanie rozkładu przestrzennego przymrozków przygruntowych. W niniejszej pracy dysponowano danymi o dniach z przymrozkiem notowanych jako takie w oparciu o temperatury minimalne niższe od zera, czyli zaliczając również wszystkie mroźne dni zimowe. Z punktu widzenia potrzeb rolnictwa analiza sytuacji klimatycznej oparta na takim określeniu przymrozków nie jest w pełni wystarczająca.

Nie było też możliwości przeanalizowania dni z gradem w poszczególnych rejonach województwa. Z dostępnych materiałów wiadomo jedynie, że częściej na gradobicie narażone są tereny północne i północno-zachodnie Pojezierza Dobrzyńskiego, a szlaki gradowe przebiegają w kierunku od Kotliny Toruńskiej wzdłuż Wisły prawie do Nieszawy i następnie na północny wschód. Brak odpowiednich materiałów statystycznych z omawianego okresu 15-lecia uniemożliwia jednak rzetelne scharakteryzowanie tego zjawiska w czasie i przestrzeni.

Przy dokonywaniu analizy warunków klimatycznych całego województwa na podstawie istniejących materiałów odczuwa się niewystarczającą liczbę stacji meteorologicznych na których dokonywane były obserwacje. W 15-leciu 1951-1965 działała nieprzerwanie jedynie stacja w Ciechocinku. W Wieńcu Zdroju obserwacje zaczęto 5 lat później. Z tych też powodów niemożliwe było uchwycenie szczegółowych różnic klimatycznych pomiędzy tak odmiennymi rejonami, jak Dolina Wisły Wysoczyzna na Pojezierzu Kujawskim w południowej części województwa, podmokłe tereny Pojezierzy Kujawskiego i Dobrzyńskiego i in.

Mimo powyższych nieuniknionych trudności, a stąd i nie zawsze możliwej pełnej efektywności czynionych prób, pracę tę realizowano z przekonaniem, że przynajmniej w jakiejś mierze może być pomocna w późniejszych bardziej szczegółowych opracowaniach lub w działalności zainteresowanych problematyką województwa wrocławskiego.

Teresa Waszczuk w pracy pt. *Klimat województwa olsztyńskiego* (1977) wykazała, że obszarami o niekorzystnych warunkach klimatycznych z punktu widzenia rolnictwa jest Równina Mazurska zlokalizowana na południowym wschodzie. Jest to obszar najchłodniejszy, na którym przez większą część roku (oprócz pory letniej) występuje najniższa średnia dobową temperatura. Maksymalna temperatura tu na ogół wyższa, niż na innych obszarach lecz minimalnie niższa, a co za tym idzie większa liczba dni gorących i stosunkowo duża częstość dni mroźnych i bardzo mroźnych. Stosunkowo długo trwa tu zima, natomiast krótki jest okres wegetacyjny i bezprzymrozkowy. Amplitudy roczne średnich dobowych i ekstremalnych należą do najwyższych w całym województwie. Prawie we wszystkich miesiącach Równina Mazurska wyróżnia się poza tym największym zachmurzeniem i stosunkowo niskimi opadami.

Do obszarów o najkorzystniejszych warunkach klimatycznych można zaliczyć Równinę Sępolińską i Pojezierze Iławskie. Cechami osobliwymi tych terenów są: najwyższa temperatura w miesiącach półrocza chłodnego, najniższe jej wahania roczne, krótka zima, najdłuższy okres bezprzymrozkowy, duża wilgotność powietrza, przeciętne zachmurzenie, stosunkowo duże opady, krótszy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Ze względu na niekorzystne warunki klimatyczne południowo-wschodniej części województwa, gleby późno osiagają tu optymalne warunki dla rozwoju roślin. Dlatego też siew i wschody odbywają się tutaj nieco później aniżeli na pozostałym obszarze województwa.

Na obszarach zachodnich, gdzie korzystniej kształtują się warunki klimatyczne a gleby są lepszej jakości, siew i wschody roślin są wcześniejsze.

Jeżeli chodzi o wartość użytkową gleb województwa olsztyńskiego, to brak jest gleb I klasy bonitacyjnej, a gleb II klasy jest bardzo mało (należą do niej niektóre czarne ziemie, gleby brunatne Równiny Sępolińskiej). Przeważają tu natomiast gleby III i IV klasy. H. Uggla (za J. Kondrackim) uważa, że na Pojezierzach województwa olsztyńskiego i na Równinie Sępolińskiej występuje znaczny odsetek gleb rolniczo dosyć dobrych, a stosunkowo niska wydajność tych gleb jest raczej wynikiem niezbyt korzystnych warunków klimatycznych, niewłaściwego doboru roślin i wadliwej agrotechniki.

Na rozmieszczenie poszczególnych gatunków roślin wywiera więc decydujący wpływ klimat danego miejsca.

Klimat województwa olsztyńskiego stwarza dogodne warunki dla rozwoju turystyki szczególnie latem. Wymienić należy tu przede wszystkim pojezierza badanego województwa (Pojezierze Iławskie, Olsztyńskie i Mrągowskie), gdzie oprócz korzystnych warunków klimatycznych z punktu widzenia turystyki istnieją jeszcze dogodne warunki dla jej rozwoju jak: duża liczba jezior, wiele ciekawych rezerwatów fauny i flory oraz czyste powietrze.

Wybierając się na wczasy w te regiony trzeba wziąć pod uwagę to, że w lipcu większe jest tu zachmurzenie, a więc i prawdopodobieństwo wystąpienia opadów aniżeli w pozostałych miesiącach letnich.

Jeziora występujące w rozpatrywanych mezoregionach wpływają w pewnym stopniu na klimat otoczenia. Na podstawie badań przeprowadzonych przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego stwierdzono, że ocieplający wpływ jezior na najbliższe otoczenie rozpoczyna się mniej więcej od godziny 18 do 20 a kończy w godzinach 7-9. Tak więc w dzień tereny bezpośrednio sąsiadujące z jeziorami są chłodniejsze, co przy upalnej pogodzie korzystnie wpływa na organizm ludzki.

Osobliwość Pojezierza Mazurskiego w skali całej Polski stanowią liczne rezerваты florystyczne i faunistyczne. Do nich można zaliczyć: rezerваты leśne (np. rez. „Sosna Taborska” na Pojezierzu Olsztyńskim), rezerваты bobrowe i żółwia błotnego na Pojezierzu Olsztyńskim oraz rezerваты torfowiskowe.

XI. ZAKOŃCZENIE

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

Klimat północno-wschodniej części Polski charakteryzuje się cechami typowymi dla całego obszaru Polski, ponieważ jest kształtowany przez charakterystyczny dla naszego kraju zespół procesów klimatotwórczych i czynników geograficznych. Jednakże ze względu na położenie geograficzne obszar ten, a szczególnie jego część północno-wschodnią, wyróżnia się pewnymi cechami znamionnymi. Północno-wschodnią Polskę wyodrębnia się jako obszar najchłodniejszy (poza rejonami górskimi), głównie w chłodnej porze roku. Wyróżnia ją: wydłużony okres zimy i skrócony czas trwania lata, skrócony okres wegetacyjny, najkrótszy okres bezprzymrozkowy oraz najdłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

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

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

Ogólny kierunek zmian temperatury (typowy również dla całej Polski): w zimie spadek równoleżnikowy – na wschód, a w lecie spadek południkowy – ku północy sprawia, że wschodnia część Pojezierza Mazurskiego jest najchłodniejszym fragmentem tego terenu, średnio o 2°C w porównaniu z najcieplejszą doliną Wisły. Potwierdzeniem są liczby dni charakterystycznych, np. dni bardzo mroźnych jest więcej o 15, mroźnych o 25, a dni z przymrozkami aż o 35 na krańcach wschodnich niż w zachodniej części omawianego terenu. Ta odmienna liczba dni charakterystycznych jest nie tylko wynikiem silniejszego wychłodzenia obszarów położonych w północno-wschodniej i wschodniej części terenu, lecz także wynikiem dłuższego zalegania masy 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 różnicowanie terminów początku i końca określonych faz rozwojowych zarówno roślinności naturalnej, jak i upraw rolniczych jest ściśle związane z rozkładem temperatury i zachowuje podobne różnicowanie. W północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego roślinność

wchodzi w poszczególne fazy rozwoju z opóźnieniem przeciętnie o 10 do 20 dni w stosunku do rejonów położonych na południu i zachodzie.

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

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

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

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

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

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

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

Analizując wpływ rzeźby terenu i rodzaju na warunki termiczne można zauważyć, że najsilniej zaznacza się on w rozkładzie temperatury minimalnej. Najniższe temperatury minimalne towarzyszą podmokłej Kotlinie Biebrzy i podmokłym obszarom objętym Puszcą Kurpiowską. Jest to spowodowane wieloma przyczynami. Ze względu na fakt, że obszary te są położone niżej niż otaczające je tereny, występują tu grawitacyjne sploty chłodnego powietrza. Ponadto otwarcie doliny Biebrzy ku wschodowi sprzyja głębokiemu wnikaniu chłodniejszego powietrza ze wschodu, szczególnie w zimie, które może rozprzestrzeniać się w obniżeniach terenowych głęboko w kierunku zachodnim, aż po rejon Szczytna. Znacznym

spadkom temperatury w nocy może również sprzyjać małe zachmurzenie, jakie jest obserwowane w rejonie Szczytna i Myszyńca, oraz słabe wiatry. Układ takich warunków meteorologicznych, wraz ze zwiększoną wilgotnością powietrza, sprzyja powstawaniu mgły, która jest tu często notowana. W wyniku dużych spadków temperatury minimalnej na obszarach tych dochodzi do znacznych wahań temperatury w ciągu doby, co ilustruje rozkład dobowych amplitud temperatury.

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

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

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

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

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

Wąski pas Mierzei Wiślanej oraz strefa brzegowa Zalewu Wiślanego wyróżnia się na tle obszaru północno-wschodniej części Polski najsilniejszymi wiatrami. Mała szorstkość podłoża nas stosunkowo spokojnymi wodami Zatoki Gdańskiej powoduje, że strefa brzegowa jest narażona na oddziaływanie najsilniejszych podmuchów wiatru, który w miarę przemieszczania się nad lądem (powierzchnią o znacznie większej szorstkości) ulega stopniowo wyciszaniu. Silniejsze wiatry obserwowane są jeszcze poza wybrzeżem na Wzgórzach Elbląskich i w zachodniej części wzgórz Warmii. W tym rejonie jest też najwięcej dni z wiatrem silnym. Jest ich aż o 60 dni więcej niż w sąsiadującej z nimi dolinie Łyny, leżącej w „cieniu” wiatrowym wzgórz Warmii.

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

Zwiększona zawartość pary wodnej w powietrzu oraz wyraźnie większe i częstsze opady we wschodniej części obszaru wokół Zatoki Gdańskiej (szczególnie Wzgórza Elbląskie i wzgórze Warmii) są również świadectwem wpływu dużych obszarów wodnych.

Wpływ kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich na otaczające tereny zaznacza się w mniejszym stopniu (przy tej skali opracowania). Najwyraźniej modyfikowane są warunki termiczne. Wpływając ocieplająco, wody jezior łagodzą temperatury minimalne. Prowadzi to również do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury. Wpływ ten najsilniej zaznacza się w okresie od września do listopada, dorównując wówczas oddziaływaniu wód Zatoki Gdańskiej.

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

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

Klimat najchłodniejszych mezoregionów Pojezierza Litewskiego

Pojezierze Litewskie obejmuje północno-wschodni skrawek Polski, z tym że większa jego część leży poza granicami naszego kraju. W Polsce znajduje się 5 mezoregionów: Puszcza Romincka, Pojezierze Zachodniosuwalskie, Pojezierze Północnosuwalskie, Pojezierze Sejneńskie, Równina Augustowska

Cały obszar obniża się w kierunku południowym. Część północna to morenowe obszary z okresu zlodowacenia bałtyckiego o słabym przekształceniu peryglacialnym, wyraźnych formach, zróżnicowanej rzeźbie i znacznych deniwelacjach o wysokości przekraczającej 200 m nad poziomem morza. Najwyższe wzniesienia dochodzą prawie do 300. Charakterystyczną cechą południowej części tego makroregionu są liczne jeziora oraz zabagnione obniżenia wytopiskowe.

Na uwagę zasługuje także duży stopień zalesienia z takimi kompleksami leśnymi jak: Puszcza Augustowska i Romincka z szeregiem mniejszych skupisk leśnych o drzewostanie sosnowym i świerkowym (Kondracki, 1967).

Charakterystykę klimatu Pojezierza Litewskiego oparto na 2 stacjach meteorologicznych znajdujących się w Suwałkach i Sejnach. Pierwsza z nich leży w północnej części Równiny Augustowskiej i jest reprezentatywna dla środkowej części makroregionu, druga zaś w centrum Pojezierza Sejneńskiego i jest charakterystyczna dla jego wschodniej części. Natomiast brak punktów pomiarowych na północy i na południu. Fakt ten nie pozwala na pełną i bardziej szczegółową ocenę klimatyczną poszczególnych mezoregionów.

Analiza całokształtu warunków klimatycznych północno-wschodniej części Polski wykazała, że Pojezierze Litewskie stanowi jeden z najchłodniejszych makroregionów nizinnej Polski, z uwagi na stosunkowo ostre i długie zimy. Lato jest nieco cieplejsze, nie wyrównuje to jednak surowych i dłużej trwających zim.

Stosunkowo duża odległość tego makroregionu od Oceanu Atlantyckiego i Morza Bałtyckiego sprawia, że dominują tu masy powietrza polarnego pochodzenia kontynentalnego lub im podobne – polarnomorskie stare. Wpływ tych mas na warunki termiczne

różnicuje się w zależności od pory roku, w zimie oddziaływają one ochładzająco natomiast w lecie ocieplająco. Potwierdzeniem tego są większe wahania temperatury powietrza w ciągu roku ok. 23,0°C (od -6°C w lutym do ok. 17,0°C w lipcu) niżby to wynikało z położenia geograficznego.

Większy wpływ na amplitudę roczną ma minimum aniżeli maksimum temperatury, co jest niewątpliwie cechą klimatu kontynentalnego. Uwzględniając miesiące najbardziej charakterystyczne dla pory zimowej i letniej stwierdzamy, że znacznie większe kontrasty termiczne uwiadcniają się w średnich ekstremalnych ok. 32,0°C (od T_{min} ok. -9,0 do T_{max} ok. 22,0°C) a największe w absolutnych ekstremach ok. 67,0°C (od min -32,0°C 31 I, 1 II 1956 do max 35,3°C 13 VIII 1959 – Suwałki). Dla pełniejszego zobrazowania tych niekorzystnych warunków termicznych Pojezierza Litewskiego uwzględniono dodatkowo wskaźniki uzupełniające liczbę dni przymrozkowych, mroźnych i bardzo mroźnych oraz gorących i upalnych. Przymrozki ($T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$) na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu są tu zjawiskiem normalnym od października do maja (początek 15 X – koniec 14 V, czas trwania 212 dni – Suwałki) tak więc są tylko 3 miesiące (czerwiec, lipiec i sierpień), kiedy to w badanym makroregionie temperatura nie spada poniżej 0°C (Stopa, 1968). Dni mroźne ($T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) występują zasadniczo w 5 miesiącach półrocza chłodnego (listopad-marzec), z tym że pojawiają się już w październiku, a znikają dopiero w kwietniu.

W okresie właściwej zimy (grudzień-luty), dni mroźne są już dość częstym zjawiskiem, jednakże największa ich częstość przypada na styczeń i luty (po 17 w Suwałkach). Za okres całego sezonu zimowego najwyższa ich liczba sięga 60 (63 dni – Suwałki). Dni bardzo mroźne ($T_{min} < -10^{\circ}\text{C}$) zdarzają się średnio 30 razy (33 – Suwałki). Okres ich występowania rozpoczyna się w październiku i kończy w marcu; w październiku dni mroźne obserwuje się sporadycznie. Luty wśród pozostałych miesięcy zimowych wyróżnił się największą liczbą dni mroźnych (12 – Suwałki). Dni gorące ($T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) notowane są średnio w ciągu roku 30 razy (32 – Suwałki). Występują one od kwietnia do września włącznie, lecz największa ich częstość przypada na dwa miesiące letnie (lipiec, sierpień). Dni upalne ($T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$) występują w okresie od maja do września z maksimum w lipcu (10,2°C – Suwałki). Należy jeszcze zwrócić uwagę na czas trwania termicznych pór roku, które w tym makroregionie zdecydowanie odbiegają od pozostałych. Zima pojawia się tu najwcześniej w Polsce, bo średnio pod koniec listopada, a jej koniec przypada na trzecią dekadę marca (początek 29 XI – koniec 22 III – Suwałki). Zima trwa średnio około 110 dni (114 – Suwałki) a więc ponad 3,5 miesiąca. Początek wiosny przypada na drugą dekadę kwietnia, koniec zaś na pierwszą dekadę czerwca (początek 13 IV, koniec 6 VI – Suwałki). Wiosna trwa średnio około 2 miesięcy (57 dni – Suwałki). Lato najwcześniej pojawia się w pierwszej dekadzie czerwca, natomiast kończy się w trzeciej dekadzie sierpnia (początek 7 VI – koniec 23 VIII – Suwałki) a czas trwania wynosi 78 dni. Jesień pojawia się stosunkowo wcześniej bo już w trzeciej dekadzie sierpnia, koniec zaś przypada na ostatnie dni października (24 VIII – 1 XI – Suwałki). Przeciętna jej długość wynosi ponad 2 miesiące (70 dni – Suwałki).

Analiza przestrzenna rozkładu wilgotności wykazała, że makroregion ten jest nieco suchszy od sąsiednich zwłaszcza w miesiącach półrocza letniego. Podobnie jak w pozostałych makroregionach miesiącem o najniższej wilgotności względnej jest maj (69% – Suwałki). Stosunkowo niskie wartości wilgotności względnej występują również w czerwcu. Z kolei miesiącem o najwyższych wartościach tego parametru jest grudzień (90% - Suwałki). Należy jednak uzupełnić, że dane dla listopada i stycznia niewiele odbiegają od wyżej wymienionych. Uzupełniającym wskaźnikiem wilgotności mającym duże znaczenie dla różnych procesów fizjologicznych jest niedosyt wilgotności powie-

trza. Średnie miesięczne wartości wahają się od 0,6 hPa w miesiącach zimowych do 6,5 hPa w czerwcu, co widać na przykładzie Suwałk.

Pojezierze Litewskie wyróżnia się największym zachmurzeniem w Polsce (od ok. 6,0 we wrześniu do ok. 9,0 w listopadzie). Najkorzystniejsze warunki pod tym względem panują we wrześniu i w marcu. Z miesięcy półrocza ciepłego lipiec wyróżnia się zwiększonym zachmurzeniem. Najbardziej zachmurzone niebo obserwuje się w listopadzie i grudniu. W innym aspekcie warunki zachmurzenia charakteryzują liczby dni pogodnych i pochmurnych. Średnio dni pogodnych przypada tu około 22 z minimum na przełomie jesieni i zimy. Z miesięcy wiosennych stosunkowo najkorzystniejszy jest marzec, jesiennych – wrzesień i letnich – sierpień. Średnia liczba dni pochmurnych w roku wynosi około 170. Najwięcej dni o zachmurzeniu powyżej 8 notowano zgodnie w listopadzie i grudniu. Miesiące sierpień i wrzesień wyróżniają się najmniejszą liczbą dni pochmurnych (9-10 na miesiąc).

Opad należy do elementów bardzo zmiennych zarówno w czasie jak i przestrzeni, nawet na tak małym obszarze jak Pojezierze Litewskie wykazuje dość duże zróżnicowanie i to zarówno w sumach miesięcznych, jak i rocznych. Podobnie jak w północnej części Pojezierza Mazurskiego średnie roczne sumy opadu kształtują się w granicach 600 mm (575 mm – Suwałki). Pod względem wartości opadu w poszczególnych miesiącach pierwsze miejsce zajmuje lato a w nim sierpień z sumami najwyższymi (84 mm – Suwałki). Najmniej obfituje w opady wiosna; w marcu notowane jest minimum roczne (27 mm – Suwałki). Odpowiednio do wysokości opadu kształtuje się liczba dni z opadem >1,0 mm. Najwięcej jest ich w miesiącach o największej sumie opadów (10,6 sierpień, 10,5 lipiec – Suwałki), najmniej w marcu (5,9 – Suwałki). Znacznie rzadziej notowano dni z opadem >10 mm – średnio raz na miesiąc ze zwiększoną ich częstością w okresie letnim (2 w miesiącu). Pokrywa śnieżna utrzymuje się tu bardzo długo (początek 16 XI – koniec 15 III – Suwałki) z maksimum w miesiącach styczeń, luty (26 i 25 dni). Dni z burzą jest przeciętnie 21 na rok. Zjawisko to najczęściej obserwowane jest w półroczu letnim (kwiecień-wrzesień) w liczbie 1-6 dni na miesiąc. Miesiącem najbardziej burzowym na tym terenie podobnie jak w całej Polsce jest lipiec (6 – Suwałki).

Podobnie jak w pozostałych makroregionach notowane są tu najczęściej wiatry z sektora zachodniego (W 16,4%, SW 16,3%, NW 11,8% - Suwałki) oraz południowo-wschodnie (SE 13,8%). Najmniejsza ich częstość przypada na kierunek północny (N 8,0%). Wiatry zachodnie są szczególnie często notowane w miesiącach zimowych (SW 24,9% w styczniu i 24,7% w grudniu), jesiennych (21,6% we wrześniu) i letnich (NW 20,1% w czerwcu). Udział cisz jest stosunkowo mały poniżej 10% (8,7 – Suwałki) z maksimum na przełomie lata i jesieni (11,8% w sierpniu i 11,9% we wrześniu). Niezależnie od pory roku Pojezierze Litewskie wyróżnia się dużymi prędkościami wiatru (od ok. 4,0 m/s w miesiącach letnich do 6,0 m/s w styczniu).

Odchyłeń od ogólnie przedstawionej charakterystyki klimatu makroregionu – głównie na przykładzie Suwałk należy spodziewać się przede wszystkim w mezoregionach Pojezierze Północnosuwalskie, Puszcza Romincka i Równina Augustowska. Ze względu na większe wysokości względne i bardziej urozmaiconą rzeźbę terenu należy się spodziewać na Pojezierzu Północnosuwalskim niższych temperatur, większych wahań temperatury w ciągu doby, większych prędkości wiatru zwłaszcza przy kierunkach z sektora wschodniego oraz wyższych sum opadu atmosferycznego zwłaszcza z miesiącami letnich. W Puszczy Rominckiej niekorzystne warunki klimatyczne mogą być w dużym stopniu niwelowane pod wpływem lasu. Na klimat lokalny Równiny Augustowskiej duży wpływ mają zbiorniki wodne i tereny podmokłe, co uwidacznia się

głównie w okresie letnim. Zasadniczymi cechami klimatu lokalnego terenów leżących w sąsiedztwie zbiorników wodnych są stosunkowo małe wahania temperatury w ciągu doby. Wpływ jezior oddziałuje w kierunku obniżenia maksimów i zawyżenia minimum temperatury w ciągu doby. Poza tym charakterystyczne może być okresowo silniejsze nawietrznie przy wiatrach od strony jeziora i większa możliwość występowania mgieł przy pogodzie bezwietrznej. Znaczny procent zalesienia tego mezoregionu to nie tylko walory krajoznawcze, ale przede wszystkim czystość powietrza i ochrona przed silniejszymi wiatrami.

Z przedstawionego opisu widać, że Pojezierze Litewskie wykazuje cechy klimatu kontynentalnego. Niekorzystne warunki termiczne utrudniają na tym terenie zwłaszcza gospodarkę rolną, która ma lepsze perspektywy w kierunku hodowlanym.

Badania eksperymentalne wpływu rzeźby terenu i zbiorowisk leśnych na klimat lokalny Pojezierza Litewskiego

Istotne znaczenie poznawcze mają wyniki pomiarów meteorologicznych wykonane na tych terenach podczas praktyk studenckich I roku geografii Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego, które wykorzystane w pracach magisterskich np.:

Okońska J., 1980, *Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim*,

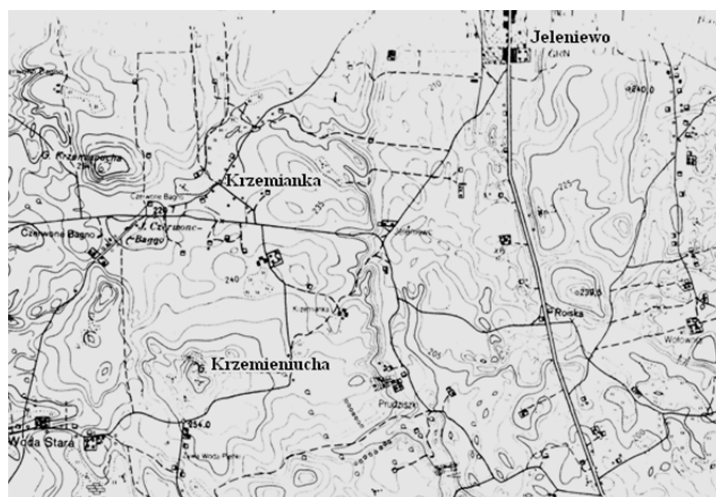
Maliszewski A., 1968, *Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965*,

W pracy **Jolanty Okońskiej** scharakteryzowano warunki odczuwalne (korzystne i niekorzystne dla człowieka) na terenie o wyjątkowo urozmaiconej rzeźbie.

Opracowano wyniki obserwacji terenowych prowadzonych na wybranych punktach w lipcu 1964 r. oraz w lipcu 1965 r. (profil A – Smolniki, Kleszczówek, Sidory; profil B – Jeleniewo, Krzemianka, Krzemieniucha) (rys. 1-2).



Rys. 1. Punkty pomiarowe; Smolniki, Kleszczówek, Sidory



Rys. 2. Punkty pomiarowe; Jeleniewo, Krzemianka, Krzemieniucha

Stwierdzono, że korzystne warunki odczuwalne występują na zboczach o ekspozycji zachodniej czego przykładem jest punkt V (Sidory), mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień, punkty (Smolniki drugi punkt), IV (Kleszczówek drugi punkt), VI (Jeleniewo), VIII (Krzemieniucha), niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień. Przykładem jest punkt III (Kleszczówek baza).

Ponadto z przeprowadzonej analizy warunków odczuwalnych wynika że duże zróżnicowanie warunków odczuwalnych występuje w czasie gorącego lata (lipiec 1964 r.), natomiast prawie nie występuje w czasie chłodnego lata (lipiec 1965 r.), w czasie chłodnego lata zdecydowanie częściej niż w czasie gorącego lata występują korzystne warunki odczuwalne, najcieplejszym miejscem na badanym obszarze jest podmokłe zagłębienie znajdujące się w obrębie dużej doliny przebiegającej z południowego zachodu na północny wschód.

Punkty pomiarowe można uporządkować według średniej najwyższej (a) i najniższej (b) wartości temperatury efektywnej (TE): lipiec 1964.

Lipiec 1964					
$^{\circ}TE$	a		$^{\circ}TE$	b	
20,4	nr III	Kleszczówek baza	10,3	nr V	Sidory
20,0	nr IV	Kleszczówek punkt 2	12,0	nr II	Smolniki baza
19,0	nr II	Smolniki baza	12,6	nr IV	Kleszczówek punkt 2
18,8	nr I	Smolniki punkt2	13,7	nr I	Smolniki punkt 2
18,1	nr V	Sidory	14,3	nr III	Kleszczówek baza

Lipiec 1965					
$^{\circ}TE$	a		$^{\circ}TE$	b	
14,8	nr II	Smolniki baza	6,4	nr I	Smolniki punkt 2
14,1	nr III	Kleszczówek baza	6,7	nr IV	Kleszczówek punkt 2
13,7	nr II	Sidory	7,8	nr I	Smolniki baza
13,1	nr I	Smolniki punkt 2	8,5	nr V	Sidory
12,4	nr V	Kleszczówek punkt 2	8,8	nr III	Kleszczówek baza

Średnie prędkości wiatru dla każdego ze stanowisk pomiarowych o godz. 6²⁸, 12²⁸, 20²⁸, wynoszą:

v [m/s]		Lipiec 1964			Lipiec 1965		
		6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸	6 ²⁸	12 ²⁸	20 ²⁸
I	Smolniki – drugi punkt	1,3	2,4	1,2	2,4	2,9	1,1
II	Smolniki – baza	2,3	3,1	1,5	1,7	2,0	0,8
III	Kleszczówek – baza	1,0	1,8	0,2	1,7	2,1	0,4
IV	Kleszczówek – drugi punkt	2,0	2,2	1,1	3,3	4,6	1,3
V	Sidory	2,8	3,5	2,0	1,7	3,1	1,3

Z przedstawionego zestawienia wynika, że najmniejsze prędkości wiatru występowały na punkcie III (Kleszczówek baza) położonym najniżej ze wszystkich punktów pomiarowych

Dla obszaru o średniej wieloletniej temperaturze powietrza < 7°C i dla miesiąca lipca skala warunków odczuwalnych jest następująca:

	°TE
Zimno	≤ 6,0
Chłodno	10,0-6,1
Komfortowo	14,0-10,1
Ciepło	17,0-14,1
Gorąco	> 17,0

Korzystne warunki odczuwalne występują na zboczu o ekspozycji zachodniej. Przejawiają się w stosunkowo dużej częstotliwości „komfortu” (około 24%) wg *TE*. Odczucie „komfortu” występuje w ciągu całego dnia z wyraźnym zwiększeniem częstotliwości w godzinach wieczornych (do około 45% w *TE*). Ponadto na tym terenie stan parności występuje rzadko (około 5%). Nie widać tu również zależności częstotliwości stanu „komfortu” od warunków pogodowych.

Mniej korzystne warunki odczuwalne występują na wierzchołkach wzniesień i charakteryzują się mniejszą, częstotliwością „komfortu” (około 17% wg *TE*) w porównaniu z wyżej przedstawionym terenem. Stan parności notowany jest niezbyt często (od 2% do 5%) i występuje przede wszystkim w godzinach rannych oraz wieczornych, ale jeżeli wzniesienie otoczone jest dużą powierzchnią terenów podmokłych to stan parności występuje często (około 15%) i charakteryzuje się dużą częstotliwością w ciągu całego dnia. Na wierzchołkach wzniesień głównym czynnikiem modyfikującym warunki odczuwalne jest wiatr. Przy większych prędkościach wiatru częstość „komfortu” maleje na korzyść warunków dyskomfortowych spowodowanych przechodzeniem organizmu.

Niekorzystne warunki odczuwalne występują w obrębie podmokłych zagłębień, co widać wyraźnie na przykładzie punktu II (Kleszczówek baza) charakteryzującego się osłabioną wymianą powietrza i częstym występowaniem cisz. Ponadto w godzinach wieczornych rozpoczynają się sploty chłodnego powietrza w kierunku centrum obniżenia. Jest to teren predysponowany do częstego występowania zjawiska inwersji. Niekorzystne warunki odczuwalne przejawiają się tym, iż przy pogodzie upalnej występują bardzo często stany parności (około 20%) utrzymujące się w ciągu całego dnia z największą częstotliwością w godzinach okołopołudniowych i wieczornych. Na uwagę zasługuje fakt, że obniżenie terenowe charakteryzuje się bardzo dużą zależnością częstotliwości występowania „komfortu” od warunków pogodowych. I tak przy pogodzie upalnej występuje bardzo mała częstość „komfortu” (około 10% wg *TE*) oraz bardzo duża czę-

stość dyskomfortu spowodowanego przegrzaniem organizmu (około 85% wg TE), natomiast przy pogodzie chłodniejszej częstość „komfortu” jest bardzo duża (około 25% wg TE). Jak widać warunki odczuwalne przy pogodzie chłodniejszej zdecydowanie poprawiają się w obrębie podmokłego zagłębienia.

Przy tak zróżnicowanej rzeźbie jaka występuje na badanym obszarze powinno się przeprowadzać pomiary w różnych punktach form wypukłych i wklęsłych terenu także w godzinach nocnych. Wtedy bardziej widoczny byłby przebieg niektórych zjawisk np. występowanie inwersji temperatury, ocieplający wpływ jezior w porze nocnej.

W pracy **Andrzeja Maliszewskiego** wykorzystano wyniki pomiarów i obserwacji przeprowadzonych podczas praktyk studenckich I roku geografii. Stacje Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego znajdowały się w Smolnikach, Sidorach, Kleszczówku, Jeleniewie, Czarnakowiznie, Krzemiance oraz dodatkowo w lipcu 1965 roku w Macharcach i Augustowie

Badano zależność dobowej amplitudy temperatury powietrza od zachmurzenia i prędkości wiatru. Ponadto na podstawie stosunku dobowej amplitudy na poziomach 25 i 150 cm określono współczynnik turbulencyjnej wymiany ciepła K_i (tab. 1).

Tabela 1. Średnie wartości stosunku amplitud temperatury na poziomie 25 i 150 cm oraz współczynnika K_i [cm^2/s] na stacjach uniwersyteckich (lipiec 1964 i 1965 r.)

	Lipiec 1964		Lipiec 1965	
	A_{25} A_{150}	K_i	A_{25} A_{150}	K_i
Krzemianka	1,172	20	1,177	20
Sidory	1,163	20	1,170	20
Smolniki	1,137	30	1,106	50
Jeleniewo	1,179	20	1,111	20
Kleszczówek	1,194	20	1,189	20
Czarniakowizna	1,107	50	1,165	20

Na podstawie zestawionych wartości K_i można stwierdzić ogólnie, że średnia wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zarówno w jednym jak i w drugim roku nie przekraczają $50 \text{ cm}^2/\text{s}$, co świadczy o stosunkowo małej wymianie ciepła na drodze turbulencji. Wymieszanie powietrza było więc niewielkie.

Wartość współczynnika turbulencyjnej wymiany K_i waha się w przebiegu miesięcznym w bardzo dużych granicach: od kilkunastu tysięcy do kilkudziesięciu cm^2/s . Średnia wartości współczynnika turbulencyjnej wymiany K_i w lipcu zarówno w 1964 jak i w 1965 roku nie przekraczają $50 \text{ cm}^2/\text{s}$, co świadczy o stosunkowo małej wymianie ciepła na drodze turbulencji.

Wzrost zachmurzenia powoduje zmniejszenie wartości amplitudy na wszystkich poziomach – mniejsze pionowe zróżnicowanie. Wzrost prędkości powoduje zwiększenie pionowego turbulencyjnego mieszania powietrza. Wartość współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła zależy od stosunku amplitud z dwóch dowolnie wybranych poziomów (25 i 150 cm). Wzrost zachmurzenia i prędkości wiatru zwiększa wymianę ciepła na drodze pionowego turbulencyjnego ruchu powietrza.

Ważnym problemem badawczym jest wpływ lasu na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie dwóch prac magisterskich:

Łozińska Z., 2008, *Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Rominckiej*,

Hadam R., 2000, *Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy*

Celem pracy **Zofii Łozińskiej** jest określenie roli typu siedliskowego lasu w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasów Puszczy Rominckiej. Jednocześnie zanalizowano znaczenie takich czynników jak skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron piętra głównego drzewostanu.

Materiał badawczy został zebrany na obszarze polskiej części Puszczy Rominckiej w okresie od kwietnia do października 2007 roku. Wykorzystano metodę marszrutową. Wyznaczono cztery trasy obejmujące łącznie 37 stanowisk. Dokonano pomiarów temperatury powietrza przy pomocy psychrometru Assmana, następnie z tablic psychrometrycznych odczytano charakterystyki wilgotności powietrza. Pomiary wykonywane były na wysokości 0,25 m i 1,5 m nad poziomem gruntu, w godzinach rannych (między godz. 7⁰⁰ i 9³⁰) lub wieczornych (między godz. 17⁰⁰ i 20⁰⁰). Jest zbadanie roli siedliska leśnego w kształtowaniu klimatu lokalnego lasów Puszczy Rominckiej, jak również dokładne poznanie prawidłowości rządzących warunkami termiczno-wilgotnościowymi w tym kompleksie leśnym. Dodatkowy cel stanowi również zweryfikowanie poznanych wcześniej prawidłowości oraz zgłębienie roli, jak odgrywa w kształtowaniu klimatu lasu charakter drzewostanu, jego skład gatunkowy, wiek, obecność dodatkowych pięter oraz zwarcie koron drzew.

Duże znaczenie w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych lasu ma jego pionowa budowa. Występowanie dodatkowych pięter roślinności, takich jak drugie piętro drzewostanu głównego, podrost i podszyt, najczęściej opóźnia poranne nagrzewanie się dna lasu, jak też jego wieczorne wychładzanie się. Dodatkowe piętra drzewostanu zmniejszają dobowe wahania temperatury powietrza w lesie, mają też wpływ na wilgotność powietrza. Podobną rolę jak dodatkowe piętra drzewostanu pełni stopień zwarcia koron – im pełniejsze zwarcie koron, tym większa izolacja wnętrza lasu od warunków panujących na zewnątrz. Młode drzewa liściaste mają słabo rozwinięte korony, dlatego nawet ich pełne zwarcie nie izoluje wnętrza lasu tak, jak gęste korony młodników świerkowych.

Praca **Roberta Hadama** jest częścią badań nad warunkami klimatycznymi Wigierskiego Parku Narodowego, zapoczątkowanych przez Zakład Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w 1997 roku. Praca ta stanowi rozwinięcie tych badań w skali szczegółowej i dotyczy głównie warunków termicznych i wilgotnościowych siedlisk leśnych położonych w centralnej części parku, jaką stanowi dolina rzeki Czarnej Hańczy.

Główny materiał badawczy stanowią dane temperatury i wilgotności względnej powietrza, zebrane w latach 1997-2000, w siedliskach Doliny Czarnej Hańczy. Dane te uzyskano na drodze pomiarów wykonanych techniką marszrutową, za pomocą termohigrometru cyfrowego, na wysokości 1,50 m nad poziomem gruntu.

Obserwacje realizowano w wybrane dni miesiący letnich, podczas pogody insolacyjno-radiacyjnej, kształtowanej przez wyżowe układy baryczne i przy zachmurzeniu nie przekraczającym 2. Pora wykonywania pomiarów oraz typ pogody wówczas występujący były czynnikami niezbędnymi dla określenia zakresu oddziaływania różnych rodzajów podłoża. Wymienione czynniki zapewniały najefektywniejsze nagrzanie terenu, zwiększając maksymalnie rolę oddziaływania różnych powierzchni czynnych w bilansie wymiany energetycznej. Najważniejsze wnioski:

- O zróżnicowaniu temperatury powietrza w Dolinie Czarnej Hańczy decyduje zwartość drzewostanu tutejszych zbiorowisk leśnych, szczególnie w strefie koron oraz charakter podłoża (zwarte korony i wilgotne podłoże sprzyjają obniżeniu temperatury powietrza)

- Największe kontrasty termiczne w rytmie dobowym występują pomiędzy lasem świerkowym (chłodnym całą dobę) a terenem otwartym i polanami śródleśnymi (duże dobowe wahania temperatury)
- Stwierdza się niezwykle istotną, rolę ewapotranspiracji jako czynnika znacznie wychładzającego powietrze, szczególnie nocą, większymi zdolnościami ewapotranspiracyjnymi cechują, się środowiska z bujnym podszytem i runem leśnym (polany grądowe, olsy, łęgi)
- Duży wzrost wilgotności podłoża w obrębie tego samego siedliska przyczynia się do wysokich spadków temperatury powietrza w tym siedlisku
- Dobowe wahania temperatury powietrza są tym większe, niż uboższe jest runo i podszyt danego zbiorowiska (patrz porównanie grąd-bór mieszany)
- Wilgotność powietrza jest ogólnie determinowana wartościami temperatury w poszczególnych siedliskach, jednak jej rytm dobowy w dużym stopniu zależy od zasobów wodnych i zdolności ewapotranspiracyjnych biomasy roślinnej

Wyniki wykonanych w tych samych terminach pomiarów ukazują dość znacząco zmniejszenie dobowych amplitud temperatury powietrza i wysoką wilgotność względną w strefie bezpośrednio sąsiadującej z jeziorem. W porze szczytowego oddziaływania Słońca obserwuje się mniejsze nagrzanie obszarów środkowego odcinka Doliny, a ujściowego jeszcze mniejsze.

Obszerne skróty tych czterech prac magisterskich znajdują się w rozdz. VI. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego północno-wschodniej polski w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW.*

Klimat najcieplejszych mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej

Makroregion Nizina Środkowomazowiecka zaliczany jest do podprovincji Niziny Środkowopolskiej. Otaczają go następujące makroregiony: na północy Nizina Północnomazowiecka, na wschodzie Nizina Południowopodlaska, na południu Wzniesienia Południowomazowieckie, a na zachodzie Nizina Południowowielkopolska i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka.

W skład badanego makroregionu wchodzi następujące mezoregionu: Równina Kutnowska, Równina Łowicko-Błońska, Kotlina Warszawska, Dolina Dolnego Bugu, Dolina Środkowej Wisły, Równina Warszawska, Równina Kozienicka, Równina Wołomińska i Równina Garwolińska.

Rzeźba badanego makroregionu ma charakter mało zróżnicowany. Wysokość bezwzględna tego obszaru waha się w granicach 70-200 m nad poziomem morza (przy czym większą część powierzchni stanowi nizina o wysokości poniżej 150 m n.p.m.

Z mapy hipsometrycznej wynika, że teren ten pod względem ukształtowania powierzchni stanowi kotlinę otoczoną ze wszystkich stron wzniesieniami (powyżej 200 m n.p.m.)

Obecny typ rzeźby omawiany obszar zawdzięcza procesom denudacyjnym i fluwialnym (złodowaceni plejstoceniemu). Formy polodowcowe zostały silnie zniszczone, tak że w krajobrazie dominują płaskie równiny denudacyjne tarasy rzeczne (lub lekko faliste równiny moreny dennej) urozmaicone wydrami piaszczystymi.

Ważnym elementem rzeźby tego makroregionu są szerokie pradoliny, a największą z nich zajmuje Bug i w jego przedłużeniu Wisła.

Gleby tego makroregionu zaliczane są do typu gleb bielcowych i pseudobielcowych. W dolinach rzecznych przeważającym typem gleb są mady. Natomiast na Równinie Łowicko-Błońskiej występują urodzajne czarne ziemie.

Sieć rzeczna badanego terenu zbiega się promienisto ku jego środkowi: od południa Wisła, od wschodu Narew i ich dopływy a od zachodu Bzura, Narew i dolna Pilica i Wkra.

Większe obszary leśne zachowały się na tym terenie głównie na piaszczystych terenach dolin i na wydmach. Największymi kompleksami leśnymi są: Puszcza Kampinowska i Puszcza Kozienicka.

ocenę klimatu makroregionu Niziny Środkowomazowieckiej oparto na największej liczbie stacji meteorologicznych (13), z tym, że są one nierównomiernie rozmieszczone. Najwięcej punktów pomiarowych ma Równina Łowicko-Błońska (7), natomiast Równina Kutnowska, Wołomińska i Garwolińska nie posiada ich wcale. Stacjami skrajnie położonymi są: na południu Warka, na zachodzie Błonie Topola, na północy Wyszaków, a na wschodzie brak odpowiedniej.

Nizina Środkowomazowiecka należy do makroregionów uprzywilejowanych pod względem warunków termicznych w porównaniu z Niziną Północnopodlaską czy też Południowopodlaską. Średnie miesięczne wartości temperatury (od ok. $-3,0^{\circ}\text{C}$ w lutym i styczniu do ok. $18,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu) i roczne (ok. $8,0^{\circ}\text{C}$) są tu z reguły wyższe w porównaniu z północnymi i wschodnimi makroregionami lub przynajmniej nie niższe niż w makroregionach południowych i zachodnich. Potwierdzają to także średnie temperatury ekstremalne (od T_{\min} ok. $-7,0^{\circ}\text{C}$ w lutym do T_{\max} ok. $23,4^{\circ}\text{C}$ w lipcu), ekstrema absolutne (od min $-28,0^{\circ}\text{C}$ do max $36,0^{\circ}\text{C}$) i inne charakterystyki pochodne.

Stosunkowo mała liczba dni mroźnych ok. 40 i bardzo mroźnych ok. 15-17, długi okres bezprzymrozkowy w odniesieniu do przymrozków na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu (ok. 150-170 oraz stosunkowo długie lato (ok. 90 i krótka zima (ok. 80)

Na szczególną uwagę zasługuje stosunkowo duża liczba dni gorących ok. 40 i upalnych ok. 5.

Odpowiednio do warunków termicznych kształtują się tu stosunki wilgotnościowe. Ogólnie biorąc występują tu jeśli nie najniższe to bardzo zaniżone wartości wilgotności względnej (średnio od ok. 70% w maju i czerwcu do ok. 90% w listopadzie, grudniu i styczniu) i najwyższe wartości niedosytu wilgotności powietrza (odpowiednio ok. 1,0 hPa do 6,0 hPa).

Pod względem zachmurzenia badany makroregion nie wykazuje istotnych różnic w porównaniu z sąsiednimi zwłaszcza w średnich rocznych (ok. 6,5), z tym, że w niektórych miesiącach zimowych wyróżnia się Równina Łowicko-Błońska jako pogodniejsza, co znajduje potwierdzenie w zwiększonej liczbie dni pogodnych i w mniejszej ilości dni pochmurnych.

Z kolei roczne sumy opadu są w tym makroregionie zdecydowanie niższe niż w pozostałych zwłaszcza w porównaniu z Niziną Południowopodlaską (średnia ok. 500 mm). Wyjątek stanowią okolice Legionowa mające najniższe sumy opadu – poniżej 450 mm (448 – Legionowo). Jest to makroregion o stosunkowo małej liczbie dni z opadem drobnym ok. 150, średnim ok. 90 i o dużym natężeniu ok. 10. Część środkowa wyróżnia się ponadto największą liczbą dni z burzami ok. 26 w roku. Pokrywa śnieżna występuje tu później niż w makroregionie Północno i Południowopodlaskim, natomiast wcześniej w stosunku do Niziny Południowowielkopolskiej; termin jej zaniku zaś przypada prawie jednocześnie jak w makroregionach wschodnich i północnych. Najwięcej dni z pokrywą śnieżną występuje w okresie właściwej zimy (styczeń, luty) a średnio w roku w liczbie 60.

Na wszystkich rozpatrywanych stacjach tego makroregionu podobnie zresztą jak w pozostałych notowane są najczęściej wiatry z sektora zachodniego a w nim z kierun-

ku zachodniego (od 19,2% – Warszawa Okęcie i Błonie Topola do 21,4% – Skierniewice) oraz południowo-zachodnie (od 12,2% – Warszawa Okęcie do 18,4% – Warszawa Bielany) oprócz Niepokalanowa (NW 16,2%). Najmniejsza zaś częstość przypada przeważnie na kierunek południowy (od 5,6% – Błonie Topola do 7,3% – Legionowo i 6,7% – Niepokalanów) i północny (od 5,6% – Skierniewice do 5,8% Warszawa Okęcie). Tylko w Brwinowie jest najmniej wiatrów północnwschodnich (4,4%). Wiatry z sektora zachodniego są szczególnie często w okresie zimy, lata i jesieni (powyżej 20%). Udział tych wiatrów zdecydowanie zmniejsza się w okresie wiosny (marzec, kwiecień 6-19%). Pod względem największej częstości występowania cisz wyróżnia się centrum makroregionu (134,1% Warszawa Bielany, 10,5% Brwinów, Warszawa Okęcie) oraz zachodnia część Niziny Łowicko-Błońskiej (10,9% – Błonie Topola). Prędkość wiatru wykazuje największą zależność od lokalizacji stacji.

Na szczególną uwagę zasługuje Kotlina Warszawska z najniższymi prędkościami (1,6 m/s Nowy Dwór) i Równina Warszawska z największymi prędkościami (4,0 m/s – Warszawa Okęcie).

W obrębie poszczególnych mezoregionów występują znaczne odchylenia wartości poszczególnych elementów meteorologicznych (temperatura, wilgotność, zachmurzenie, opad, wiatr) od przeciętnych dla całego makroregionu – spowodowane warunkami lokalnymi. Najbardziej niekorzystny klimat lokalny ma Dolina Dolnego Bugu, co widać na przykładzie stacji w Wyszku, z uwagi na niższe temperatury i na dłuższy okres przymrozkowy, wyższą wilgotność, większe sumy opadu, dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej i mniejsze prędkości wiatru.

Znacznie korzystniejsze warunki klimatyczne panują w Kotlinie Warszawskiej, co widać na przykładzie stacji w Nowym Dworze i Legionowie. Pierwsza z nich charakterystyczna jest dla terenów niżej położonych w bliższym sąsiedztwie Wisły, druga zaś wyżej o 23 m w terenie suchym.

Porównanie danych meteorologicznych tych stacji z sąsiednimi wykazało, że we wschodniej części Kotliny Warszawskiej panują warunki zbliżone do obserwowanych na Równinie Warszawskiej, natomiast w pozostałej części należy spodziewać się większej wilgotności, zachmurzenia, mniejszych prędkości wiatru, częstych mgieł, mniejszej liczby dni z burzami, wyższych opadów i większej liczby dni z opadami.

Na tę odrębność klimatu lokalnego Kotliny Warszawskiej wpływa dodatkowo kompleks leśny Puszczy kampinoskiej i sporo terenów podmokłych. Z mezoregionów położonych w dolinach rzecznych najkorzystniejsze warunki klimatyczne występują w Dolinie Środkowej Wisły.

Do obszarów o odmiennych warunkach klimatycznych należy zaliczyć Równinę Warszawską a zwłaszcza jej północną część – jako obszar najcieplejszy i najsuchszy o zwiększonym zachmurzeniu i opadach, w porównaniu z pozostałymi mezoregionami Niziny Środkowomazowieckiej. Na klimat tego mezoregionu duży wpływ wywiera aglomeracja miejska Warszawy, co widać na przykładzie 3 stacji leżących na terenie miasta: Warszawa Bielany, Obserwatorium i Okęcie. Dotychczasowe badania wykazały, że wielka Warszawa to źródło ogromnych zaburzeń w normalnym biegu elementów klimatologicznych. Miasto wytwarza swoiste cechy klimatu nie tylko w skali lokalnej, modyfikuje także cechy pierwotne klimatu właściwego dla danego obszaru i narzuca je w mniejszym lub większym stopniu nawet okolicom pozamiejskim. Warszawa oddziałuje na klimat nie tylko poprzez zabudowę ale przez wytwarzanie olbrzymiej ilości zanieczyszczeń, które wywołują zmiany w bilansie promieniowania słonecznego, hamując z jednej strony dopływ promieniowania bezpośredniego zwłaszcza krótkofalowego, a z drugiej – chroniąc przed wypromieniowaniem. Chronią przed utratą ciepła

pochłanianego (promienie długofalowe) i zatrzymują je w warstwie powietrza stagnującego nad miastem. Te zmiany w bilansie promieniowania rzutują na reżim cieplny miasta, nieznacznie wpływając na temperatury maksymalne a wyraźnie podwyższając minimalne.

Różnie oświetlone i ogrzewane przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne fragmenty miasta wzmagają turbulencję i wywołują prądy konwekcyjne, które wynoszą pyły na większe wysokości, przyczyniając się do intensywnej kondensacji pary wodnej i wzrostu zachmurzenia nad miastem. Z kolei większe zachmurzenie daje asumpt do nieznacznie większych sum opadowych, a zwłaszcza do wzrostu intensywności opadów obfitych i wzrostu opadów drobnych.

Warszawa stanowi przeszkodę dla swobodnego przepływu powietrza, toteż silnie zmniejsza prędkość wiatru, odkształca jego kierunek, wytwarza zawirowania po stronie dowietrznej i zawietrznej, a w niektórych partiach – zastoiska powietrza – źle wentylowane.

Wobec tak wielkiej roli Warszawy w wytwarzaniu swoistych cech klimatu lokalnego Równiny Warszawskiej i mezoregionów sąsiednich wydaje się, że celowe było omówienie dość szczegółowe wpływu miasta na kształtowanie się poszczególnych elementów klimatologicznych.

Pod względem warunków termicznych do mezoregionu Równiny Warszawskiej najbardziej jest zbliżony mezoregion Równiny Łowicko-Błońskiej zwłaszcza jego wschodnia część, co widać na przykładzie Brwinowa i Niepokalanowa. Niewielkie różnice na niekorzyść zachodniej i środkowej części zaznaczają się w zimie i na wiosnę – nieco większe w lecie.

Zachmurzenie jest tu zbliżone do obserwowanego w południowej części Równiny Warszawskiej. Pod względem wysokości opadu mezoregion ten można podzielić na 3 części: zachodnią i wschodnią gdzie opad jest wyższy (powyżej 500 mm) i środkową – bardziej suchą (opad poniżej 500 mm). W mezoregionie tym notuje się stosunkowo duże prędkości wiatru, większe niż we wschodnich i południowych mezoregionach, co nie znajduje potwierdzenia w częstości występowania cisz.

Podobny rozkład wartości badanych parametrów meteorologicznych jak w zachodniej części Równiny Łowicko-Błońskiej spotkać można dodatkowo na Równinie Kutnowskiej. Wynika to z układu izarytm, gdyż na szczegółową charakterystykę klimatu tego obszaru nie pozwala brak stacji meteorologicznych. Podobna uwaga dotyczy Równiny Wołomińskiej i Garwolińskiej, z tym, że w tych mezoregionach istnieją mniej korzystne stosunki termiczne – szczególnie w zimie. Ponadto o niekorzystnych warunkach tych mezoregionów świadczy dłuższy okres przymrozkowy, znacznie więcej dni mroźnych i bardzo mroźnych, większe sumy opadu oraz dłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Warszawy i strefy podmiejskiej oraz Doliny Wisły i Bugu

1. Obiektem szczegółowych badań Zakładu Klimatologii UW na Nizinie Środkowomazowieckiej była, jest i będzie nadal Warszawa położona na pograniczu 3 mezoregionów: Niziny Warszawskiej, Kotliny Warszawskiej i Doliny Środkowej Wisły. Za syntezę dotychczasowych badań klimatu lokalnego Warszawy można uznać T. XXII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*,

p.t.: *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*, (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), Wyd. UW, 2008, ss. 332.

W opracowaniach dotyczących zróżnicowania warunków w obrębie miasta oparto się głównie na badaniach własnych prowadzonych w wielu osiedlach Warszawy o różnym typie zabudowy (o różnej wysokości, zwartości i z różnym udziałem zieleni).

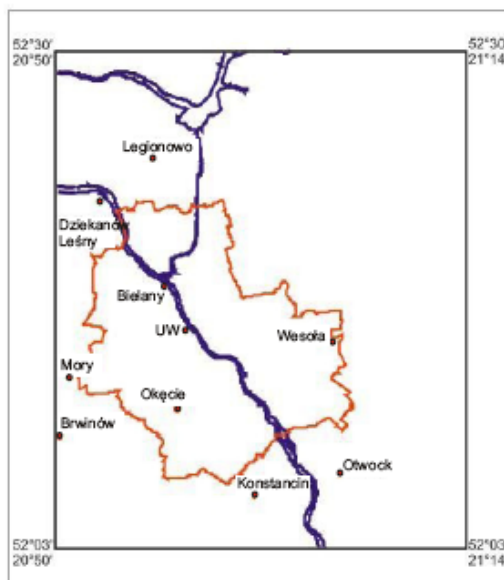
Badania te przeprowadzono w takich osiedlach jak: Sady Żoliborskie, osiedle Szwoleżerów, Stawki, Chomiczówka, Stegny, Służew nad Dolinką, fragmenty śródmieścia, osiedle willowe Olimpijska na Mokotowie. Przeprowadzono również badania profilowe przez miasto: północ-południe i wschód-zachód, badano też warunki mikroklimatyczne skarpy wiślanej. Starano się m. in. określić pewne cechy miejskiej wyspy ciepła i jej intensywność w ciągu roku w zależności od sytuacji pogodowej. Podstawą oceny zarówno intensywności wyspy ciepła, jak i skutków jej występowania były różnice temperatury ΔT , obliczone w stosunku do stacji peryferyjnej Warszawa-Okęcie dla całego miasta oraz różnych jego fragmentów.

2. Ważne wyniki badań terenowych zamieszczono w T. XXIV *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* pt. *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*. (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), Wyd. UW, 2010, ss. 333.

W pracy określono cechy specyficzne klimatu i bioklimatu miejscowości podwarszawskich, w zależności od ich lokalizacji względem Warszawy. Jest nim też próba określenia zasięgu oddziaływania miasta na tereny otaczające. Problemy te rozwiązano na przykładzie 7 miejscowości z okolic Warszawy i dzielnicy peryferyjnej Okęcie (rys. 1).

Klimat i bioklimat Konstancina badała **Urszula Okrasa** w pracy pt. *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin* (1972), w różnych skalach czasowych i przestrzennych. Najpierw przedstawiono ogólną charakterystykę bioklimatu Śródmieścia Warszawy w latach 1951-1960 i uzdrowiska Konstancin w roku 1972. Później zajęto się zróżnicowaniem klimatu lokalnego i warunkami klimatoterapii w uzdrowisku. Na uwagę zasługują też wyniki badań mikroklimatu pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej i południowej w odniesieniu do stanu atmosfery w otoczeniu. Podstawę analiz stanowiły własne wyniki badań eksperymentalnych. Niektóre z tych prac wykonano na zamówienie Władz Uzdrowiska Konstancin.

Klimat Wesołej k/Warszawy był badany tylko w 1 pracy magisterskiej **Anny Kiryluk** pt. *Charakterystyka klimatu lokalnego Wesołej k. Warszawy*, wykonanej na podstawie rocznej serii pomiarów. Zbadano w niej dobowe i roczne zmiany podstawowych elementów meteorologicznych. Istotną część pracy stanowi mapa topoklimatów. Celem pracy jest określenie klimatu lokalnego Wesołej oraz jego zróżnicowania przestrzennego na podstawie własnych pomiarów. Istotne jest też stwierdzenie różnic między warunkami klimatycznymi w niewielkim mieście, jakim jest Wesoła, i klimatem miejskim dużego sąsiadującego z nią miasta – Warszawy. Ponadto zbadano wpływ Warszawy na kształtowanie się zmian poszczególnych elementów meteorologicznych w Wesołej.



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Warszawie i w miejscowościach strefy podmiejskiej

Cechy klimatu w Morach przedstawiono w pracy **Bożeny Grochulskiej** pt. *Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach* na podstawie danych z posterunku klimatologicznego założonego przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Celem przeprowadzonych pomiarów była charakterystyka meteorologiczna sezonu grzewczego 1976-1977. Miała ona posłużyć Instytutowi Energetyki jako materiał wyjściowy do prac nad nowymi systemami wykorzystania źródeł ciepła oraz poszukiwania optymalnych sposobów gospodarowania energią elektryczną. W dwóch pracach magisterskich badano oddzielnie warunki termiczne i wilgotnościowe, przedstawiając średnie miesięczne, dekadowe oraz przebiegi dobowe temperatury i wilgotności powietrza. Określono też ich zależność od kierunku i prędkości wiatru. Uzyskane wyniki badań uzupełniono, zamieszczając odpowiednie charakterystyki 10-letnie 1961-1970 ze stacji śródmiejskiej Warszawa-Uniwersytet i peryferyjnej Warszawa-Okęcie.

3. Wyniki badań eksperymentalnych przeprowadzonych w Dolinie Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu (skrót 3 prac magisterskich) opublikowano w T. XXVI-XXVII *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, p.t.: *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J. Grzęda M.), Wyd. UW, 2012, ss. 596.

W związku z zamierzeniem budowy stopnia spiętrzającego wodę na Wiśle w Wyszogrodzie, wykonano wiele opracowań klimatycznych dotyczących doliny Wisły, aby później można było wykazać zmiany w klimacie lokalnym spowodowane zwiększeniem powierzchni wody.

Pomiary meteorologiczne prowadzono we wsiach: Kromnów i Zdziarka (w lipcu i sierpniu 1967 oraz lipcu 1968) oraz we wsi Modzerowo (w lipcu 1967 r.).

Obserwacje prowadzone były codziennie w dziewięciu terminach: 6³⁹, 9⁰⁰, 11⁰⁰, 12³⁹, 14⁰⁰, 15⁰⁰, 16⁰⁰, 19⁰⁰, 20³⁹, a w 4 dniach miesiąca (5, 10, 20, 25) tzw. 4 dniach alertowych – co godzinę. Materiałem wyjściowym opracowania są wartości temperatury uzyskane z odczytów termometru suchego psychrometru Assmana na wysokościach 0,25, 1,5 i 2,0 m i termometrów ekstremalnych (maksymalnego i minimalnego). Psychrometr Augusta umieszczony był w dużej klatce na wysokości 2,0 m (tylko w punktach bazowych).

Prędkość wiatru mierzono za pomocą ręcznego anemometru Robinsona na poziomie około 2m, a kierunek wiatru wyznaczano z dokładnością do 16 kierunków.

Obserwacje zachmurzenia odbywały się także 9 razy w ciągu dnia lub co godzinę w ciągu całej doby oraz w terminach klimatologicznych. Pomiary wielkości opadów dokonywano dwa razy w ciągu doby o 7⁰⁰ i 19⁰⁰. Sumę opadów z godziny rannej zaliczono do sumy za dobę minioną, a wieczorną – do doby trwającej.

Głównym celem pracy **Barbary Walczak** pt. *Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Część pierwsza: Stosunki termiczne* (1971) jest przedstawienie stosunków termicznych, ich zróżnicowania w zależności od sytuacji synoptycznej, pory dnia, wysokości n.p.g. i charakteru podłoża oraz zróżnicowania lokalnego temperatury wzdłuż wybranego profilu.

Na każdej stacji wzrost temperatury z godziny na godzinę przed południem był większy, aniżeli jej spadek popołudniowy. Na podstawie analizy temperatury na różnych poziomach obserwacyjnych (0,25; 1,5; 2,0; m n.p.g.), uwidoczniła się stratyfikacja pionowa. Maksymalna różnica między poziomami 0,25 i 1,5 m wyniosła 1,5° w Modzerowie (sierpień 1967).

W pracy **Barbary Wierzchowskiej**, pt. *Przyczynek do poznania klimatu Doliny Środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu, cz. II. Stosunki wilgotnościowe i anemometryczne* (1970) przedstawiono warunki wilgotnościowe i anemometryczne na tym terenie w miesiącach letnich, oraz określono ich zróżnicowanie w zależności od sytuacji synoptycznej, pory dnia, wysokości nad poziomem gruntu i charakteru podłoża. Przebieg dobowy ciśnienia pary wodnej charakteryzował się dwoma kulminacjami: pierwsza między 7⁰⁰ a 8⁰⁰, druga między 19⁰⁰ a 20⁰⁰, oraz dwoma minimami: w 14⁰⁰-16⁰⁰ i przed wschodem Słońca. Niezależnie od sytuacji synoptycznej wilgotność powietrza była z reguły najniższa w godzinach około południowych zaś najwyższa w godzinach wieczornych i wczesnorannych. Maksimum niedosytu wilgotności powietrza a minimum wilgotności względnej obserwowano najczęściej w terminach 14⁰⁰-16⁰⁰, gdy tymczasem minimum Δ a maksimum f tuż przed wschodem słońca.

Wilgotność powietrza wykazuje wyraźną stratyfikację pionową, z reguły najwyższa jest na poziomie 0,25 m nad powierzchnią gruntu, natomiast w miarę wzrostu wilgotność maleje i na wysokości 2,0 m osiąga najniższe wartości.

Celem pracy **Jolanty Różyckiej** pt. *Przyczynek do poznania klimatu doliny środkowej Wisły w okolicy Wyszogrodu. Część III. Stosunki nefologiczne i opadowe* (1970). Głównym celem pracy jest przedstawienie stosunków nefologicznych i opadowych w okolicy Wyszogrodu w okresie letnim. W lipcu 1967 r. wyraźnie zaznaczył się typ konwekcyjny, bowiem na wszystkich posterunkach górowały maksima południowe i minima około północy. W lipcu 1968 r. na ekstremalne wielkości zachmurzenia wpłynęły przede wszystkim chmury warstwowe, dlatego maksima występowały przed północą, a minima nad ranem.

Przebieg dzienny zachmurzenia charakterystyczny był w obydwu badanych miesiącach dla zachmurzenia typu konwekcyjnego. Wyrazem tego jest wzrost zachmurzenia

od rannej obserwacji aż do osiągnięcia maksimum o 12.30, po czym zaznaczył się jego spadek i zanik po zachodzie Słońca.

Warunki lokalne wpływają na rozkład sum opadu tylko w przypadku, gdy jest on o dużym natężeniu i w miarę długotrwały: przy słabych opadach zależności tej nie dało się stwierdzić. Wpływ doliny Wisły i „ściany” Puszczy Kampinoskiej zaznaczył się tylko przy silnych opadach.

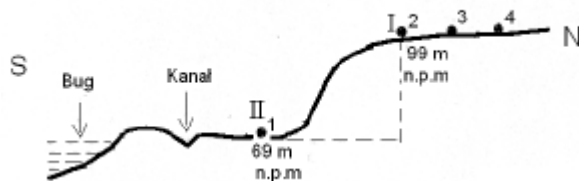
4. Niektóre wyniki badań eksperymentalnych prowadzonych w dolinie Bugu również opublikowano w T. XXVI-XXVII *Atlasu*. Celem pracy **Elżbiety Tchórzewskiej** pt. *Klimat Kotliny Warszawskiej i terenów przyległych, położonych nad Bugiem i Narwią*. Część III: *Opady, szata i pokrywa śnieżna oraz wybrane zjawiska (1951-1960)* (1963) było poznanie klimatu lokalnego doliny Bugu, oraz porównanie mikroklimatów wysoczyzny i dna doliny.

Poznanie specyficznych cech przebiegu poszczególnych elementów klimatu, w obrębie dużych dolin rzecznych było szczególnie ważne, ze względu na rozwój prac zmierzających do uregulowania stosunków wodnych na tych terenach.

Dobrano stacje, które umożliwiają najdokładniej określić różnice między warunkami klimatycznymi doliny środkowej Wisły, dolnego Bugu i Narwi, a przebiegiem elementów klimatu na przyległych wysoczyznach.

Badania przeprowadzone w miejscowości Modlin (w różnych miesiącach roku 1962) obejmują zagadnienia dotyczące opadów, szaty i pokrywy śnieżnej oraz burz i mgieł na wyżej wymienionym terenie.

W miejscu, gdzie wyznaczony został profil badań, dolina Bugu ma szczególny układ. Taras zalewowy tworzy płaską, podmokłą równinę, nad którą wznosi się wysoka stromą skarpią. Punkty obserwacyjne zostały wyznaczone: na wysokim tarasie (który w dalszym ciągu opracowania będzie nazywany punktem na wysoczyźnie) i na tarasie zalewowym – na dnie doliny (rys. 2).



Rys. 4. Przekrój doliny Bugu

Największą wartość przedstawiają dwutygodniowe serie obserwacji w lipcu i sierpniu 1962 r. Pomiary obejmowały temperaturę minimalną i maksymalną (w klatce na wysokości 1 m), pomiary psychrometryczne (Assmana) na wysokościach 1,5 m i 0,5 m nad powierzchnią gruntu, prędkość wiatru (mierzona anemometrem ręcznym), wysokość opadu oraz obserwacje kierunku wiatru, wielkości i rodzaju zachmurzenia, mgieł, rosy. Pomiary w lipcu prowadzone były w godzinach od 4 do 22; co godzinę na dnie doliny, co pół godziny w punkcie nr I (podstawowym). Podczas pozostałych serii obserwacje wykonywano co godzinę na stanowisku nr I, w punkcie nr II trzy razy dziennie w terminach klimatologicznych.

Ocena klimatu północno-wschodniej części Polski na potrzeby człowieka

Alicja **Nowicka-Walczyk** w pracy p.t. *Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski w okresie letnim* (1977) oceniając warunki odczucia ciepła i bodźcowość klimatu północno-wschodniej części Polski wyróżniła dwie grupy stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką.

Druga grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski NE: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

Nadmienić jednak należy, że wyniki uzyskane dla rozpatrywanych stacji nie zawsze są reprezentatywne dla całego regionu geograficznego. Urozmaicona rzeźba powoduje znaczne zróżnicowanie w rozkładzie przestrzennym wskaźników bioklimatycznych.

Współzależność korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych w obu grupach stacji zamieszczono poniżej:

I grupa stacji: Płock, Ostrołęka, Siedlce, Warszawa	
Korzystne:	Niekorzystne:
mała częstość odczucia chłodu	duża częstość odczucia gorąca
duża częstość odczucia komfortu 1)	duża częstość dni parnych 2)
mała stałość chłodu	duża częstość zmian kontrastowych
	duża stałość gorąca
II grupa stacji: Suwałki, Olsztyn, Elbląg	
mała częstość odczucia gorąca	duża częstość odczucia chłodu
mała częstość dni parnych	mała częstość odczucia komfortu 1)
mała częstość zmian kontrastowych	duża stałość chłodu
mała stałość gorąca 3)	

- Siedlce należące do pierwszej grupy stacji i Suwałki należące do drugiej grupy stacji, mają tę samą częstość odczucia komfortu (36%).
- Duża częstość dni parnych charakterystyczna dla pierwszej grupy stacji nie dotyczy Warszawy – panuje tu typowy dla każdego ośrodka miejskiego suchy klimat.
- Suwałki należące do drugiej grupy stacji, charakteryzują się jeszcze dodatkowo największą w Polsce NE stałością odczucia komfortu.

Przedstawione związki korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych, stwierdzone na przykładzie tych dwóch wydzielonych grup stacji, jest jeszcze jednym dowodem na to, że nie ma miejscowości charakteryzującej się wyłącznie oszczędzającymi bądź wyłącznie bodźcowymi warunkami bioklimatycznymi.

Zróżnicowanie warunków klimatycznych Polski NE, z punktu widzenia ich biologicznego oddziaływania, może być pewną wskazówką przy perspektywicznych opracowaniach rozwoju bazy turystycznej na tych terenach. Na przykład duża częstość odczucia chłodu, stwierdzona w północnych rejonach Polski NE, sugeruje stosowanie różnego rodzaju urządzeń ocieplających w domkach campingowych czy innych pomieszczeniach, z których korzystać będą turyści przebywający w porze letniej w tak atrakcyjnych rejonach turystycznych jak: Pojezierze Mazurskie czy Pojezierze Litewskie.

Pewne potwierdzenie zróżnicowania warunków odczuwalnych jakie panują w wydzielonych grupach stacji, znaleźć można w rozkładzie zachmurzenia. Na stacjach północnych dużej częstości odczucia chłodu oraz małej częstości odczucia komfortu, towarzyszy stosunkowo wysoka liczba dni pochmurnych i mała liczba dni pogodnych. Z kolei w południowej części badanego obszaru, notowana duża częstość odczucia gorąca i komfortu jest w pewnym stopniu konsekwencją mniejszej liczby dni pochmurnych i większej – dni pogodnych. Na przykład w sezonie letnim (czerwiec-sierpień) w Suwałkach (należących do grupy stacji północnych) stwierdzono około 28 dni pochmurnych i około 4 dni pogodnych, a w Ostrołęce (należącej do grupy stacji południowych) – około 22 dni pochmurnych i 9 dni pogodnych.

Poza tym na uwagę zasługuje fakt, że wydzielone grupy: stacji północnych i południowych potwierdzają południkowy kierunek zmian warunków klimatycznych w sezonie letnim.

Na zakończenie dodać należy, że opracowanie to nie wyczerpuje całkowicie zagadnienia, jest tylko wstępną charakterystyką bioklimatu Polski NE. W pracy przedstawiono ogólny charakter zmian warunków odczuwalnych dla godziny 13-tej, w sezonie letnim, w tej części Polski. Skala badań jaką przyjęto w niniejszej pracy nie uwzględnia lokalnych właściwości środowiska: rodzaju podłoża, rzeźby terenu, rozmieszczenia szaty roślinnej, czy sąsiedztwa większych zbiorników wodnych (jezior) – co niewątpliwie przyczyniłoby się do znacznego zróżnicowania rozkładu przestrzennego wskaźników bioklimatycznych.

W celu ujawnienia tych lokalnych, specyficznych warunków bioklimatycznych bardzo pożądane byłyby szczegółowe badania polegające na zwiększeniu liczby stacji reprezentujących poszczególne makroregiony i uwzględnieniu innych charakterystyk bioklimatycznych, rozszerzeniu badań na dwa pozostałe terminy klimatologiczne oraz na sezon zimowy.

Władysław Remiszewski w pracy pt. *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w województwie suwalskim* (1979) badał warunki odczuwalne województwa suwalskiego w chłodnej porze roku na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej oraz oceniono przydatność tego terenu dla sportu i turystyki zimowej.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana obliczono dla pory południowej, dla każdego dnia w miesiącach listopad, grudzień, styczeń, luty, marzec, a następnie wyznaczono częstość jego występowania w odpowiednich przedziałach odczucia, a więc częstość występowania optimum, chłodu i zimna. Wskaźnik surowości klimatu Bodmana został wyznaczony dla wszystkich pięciu stacji, tj. Suwałk, Siejnika, Pisz, Mikołajek i Gołdapi (tab. 1).

Tabela 1. Częstość odczucia ciepła wg wskaźnika surowości klimatu Bodmana (%), optymalne (Opt.), dobre (Db)

	Listopad			Grudzień			Styczeń			Luty			Marzec		
	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe
Gołdap	53,0	35,2	11,8	38,9	38,2	22,9	26,2	45,8	28,0	23,8	40,8	35,0	40,7	48,8	10,5
Mikoł.	48,3	37,9	13,8	37,9	42,7	19,4	23,0	44,4	33,0	31,9	54,0	14,1	25,4	36,3	38,3
Pisz	50,0	41,0	9,0	29,0	52,7	18,3	17,9	51,3	30,8	21,1	51,8	27,1	29,3	49,6	21,1
Siejnik	28,0	47,3	24,7	8,4	55,2	36,4	3,9	43,9	52,2	6,1	50,2	43,7	16,5	42,4	36,1
Suwałki	27,3	47,7	25,0	16,5	46,5	37,0	6,5	42,6	50,9	12,2	44,1	43,7	19,4	33,5	47,1

W pierwszej kolejności przeanalizowano częstość występowania warunków odczuwalnych na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana dla całego badanego okresu 1951-1960 na poszczególnych stacjach.

Charakterystyka warunków fizyczno-geograficznych przedstawiona na początku pozwoliła lepiej poznać budowę geologiczną, ukształtowanie powierzchni, wody szatę roślinną, świat zwierzęcy oraz klimat województwa suwalskiego. Duże zróżnicowanie ukształtowania terenu, liczne jeziora, duże kompleksy leśne z licznymi rezerwatami przyrodniczymi i krajobrazowymi, charakterystyczny dla tego obszaru klimat sprawiający iż województwo suwalskie jest atrakcyjnym terenem turystycznym. W sezonie letnim obszar ten głównie dzięki licznym jeziorom, był już od dawna zagospodarowany turystycznie. Gorzej przedstawia się sprawa z okresem zimowym, a ponieważ i w tym czasie województwo suwalskie dzięki dużemu urozmaiceniu rzeźby terenu i klimatowi, który charakteryzuje się najniższymi poza górami temperaturami powietrza i najdłuższym okresem zalegania pokrywy śnieżnej może się stać terenem sportu i turystyki zimowej.

Analiza warunków śniegowych na terenie województwa suwalskiego wykazała pewne zróżnicowanie. Obszar północnowschodni województwa ma najkorzystniejsze warunki śniegowe, przy czym najlepiej pod tym względem jest w Suwałkach. Większe zróżnicowanie otrzymano przy analizie warunków odczuwalnych, którą przeprowadzono na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej. Lokalizacja stacji w Suwałkach i Siejniku, na otwartym terenie sprawiła, iż na stacjach tych nie korzystnie występują warunki odczuwalne. Częstość występowania optimum według wskaźnika surowości klimatu Bodmana oraz ciepła i komfortu na podstawie temperatury efektywnej była bardzo mała. Wpływ na taki stan rzeczy miały większe prędkości wiatru na tych stacjach. Średnie prędkości wiatru wynosiły tu w listopadzie 4,7 m/s w Siejniku i 4,5 m/s w Suwałkach, w grudniu 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Największe prędkości wiatru występowały w styczniu 4,9 m/s w Siejniku i 4,6 m/s w Suwałkach. W lutym i marcu następował spadek prędkości wiatru do 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Dla porównania w Gołdapi średnia prędkość wiatru wynosiła w listopadzie 3,5 m/s, w grudniu 3,2 m/s, w styczniu 3,2 m/s, a w lutym i marcu 3,4 m/s, w Pisz średnia prędkość wiatru była jeszcze niższa w listopadzie i grudniu 2,6 m/s, w lutym 2,9 m/s, a w marcu 2,8 m/s, a w Mikołajkach średnia prędkość wiatru wynosiła 3,9 m/s w listopadzie 3,7 m/s w grudniu 3,5 m/s w styczniu, lutym i marcu.

Niekorzystne warunki odczuwalne w Siejniku i Suwałkach przy licznych walorach fizyczno-geograficznych i śniegowych sprawiają, iż obszar ten na miejsce wczasów powinni wybierać ludzie przystosowani do surowych warunków odczucia, zahartowani nie cierpiący na schorzenia dróg oddechowych i wady serca. Przeciwnie jest obszar Gołdapi charakteryzujący się dobrymi warunkami śniegowymi, a także najlepszymi na terenie województwa suwalskiego warunkami odczucia ciepła. Dobre warunki śniegowe i odczucia ciepła, a także duża atrakcyjność turystyczna sprawiają że miasto to w pełni nadaje się na bazę rozwoju sportu i turystyki zimowej na terenie województwa suwalskiego. Trzeci rejon o dobrych warunkach odczuwalnych, lecz gorszych śniegowych do Pisz i Mikołajki. Ze względu jednak na położenie tych stacji w urozmaiconym terenie, a dużej liczbie jezior i lasów, licznych zabytkach, pomnikach przyrody i rezerwach, pomimo gorszych warunków śniegowych obszar ten w pełni nadaje się na turystykę narciarską. Organizowanie rajdów narciarskich w połączeniu ze zwiedzaniem zabytków tego terenu przyczynić się może do lepszego poznania historii i współczesnego rozwoju tych ziem. Jak wiemy sport i turystyka zimowa wiąże się z dłuższym

przebywaniem na świeżym powietrzu, dlatego też ważne jest poznanie rozkładu dni pogodnych i pochmurnych na obszarze województwa suwalskiego. Za dzień pogody przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie nie przekracza 20%. W listopadzie liczba dni pogodnych wynosi około 1 dnia. Jest to liczba najmniejsza w ciągu całego roku. Północno-zachodni i centralny obszar województwa ma mniej niż 1 dzień pogody. W grudniu dni pogodne występują częściej niż w listopadzie (około 1-3 dni) przy czym największą liczbę dni pogodnych ma obszar północno-zachodni (2-3 dni) a najmniej notuje się na Pojezierzu Suwalskim (poniżej 1 dnia). W styczniu największą liczbę dni pogodnych ma Pojezierze Ełckie (ponad 4 dni), najmniej okolice Pisz (poniżej 1 dnia). W lutym na całym obszarze liczba dni pogodnych spada poniżej 2, a najmniejszą liczbą dni pogodnych charakteryzuje się obszar pomiędzy Piszem i Ełkiem (mniej niż 1 dzień). W marcu występuje pod tym względem poprawa. Największą liczbę dni pogodnych notuje się w okolicach Giżycka, ponad 7 a najmniej (poniżej 4 dni) na obszarze Jeziora Śniardwy i Puszczy Piskiej oraz Pojezierza Suwalskiego. Widzimy więc, że miesiące charakteryzujące się dużą liczbą dni pogodnych to marzec, grudzień i styczeń. Za dzień pochmurny przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie przekracza 80%. W listopadzie liczba dni pochmurnych waha się od 19 na zachodzie do 22 w okolicach Suwałk. Podobnie przedstawia się sytuacja w grudniu. w okolicach Suwałk liczba dni pochmurnych wynosi ponad 23 dni, a na północnym-zachodzie poniżej 20 dni. W styczniu w okolicach Suwałk notuje się 21 dni pochmurnych, a w okolicach Wielkich Jezior poniżej 19 dni. W lutym nadal najwięcej dni pochmurnych ma północno-wschodnia część województwa suwalskiego oraz okolica Pisz (17-18), a najmniej obszar Jeziora Mamry oraz centralna część województwa (15-16 dni). W marcu następuje wyraźny spadek liczby dni pochmurnych (około 10-14 dni) jedynie w okolicach Suwałk powyżej 14 dni.

Jak wynika w całym badanym okresie najwięcej dni pochmurnych występuje w okolicy Suwałk, a najmniej w północno-zachodniej i centralnej części województwa. Z analizy tej wynika, że województwo suwalskie ma dogodne warunki i to zarówno fizycznogeograficzne, śniegowe jak i bioklimatyczne, aby stać się jednym z głównych potentatów w dziedzinie sportu i turystyki zimowej. Nie chodzi tu o sport wyczynowy, chociaż i taki ma pewne szanse rozwoju, ale o sport masowy: organizowanie kolonii i wczasów zimowych połączonych z uprawianiem sportów narciarskich i saneczkowych. Aby jednak województwo suwalskie znalazło się w czołówce regionów, gdzie sport i turystyka zimowa odgrywa dużą rolę, zachodzi konieczność licznych inwestycji (budowa wyciągów narciarskich, przygotowanie szlaków turystyki narciarskiej, stoków do uprawiania narciarstwa i saneczkarstwa, rozwój bazy noclegowej).

Janna Beres w pracy pt. *Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa* badała – z myślą o żeglarzach – warunki wiatrowe, charakteryzujące jezioro Śniardwy (największe z jezior Krainy Wielkich Jezior Mazurskich), stanowiące co roku cel rejsów bardzo licznej grupy użytkowników jachtów.

W analizie, mającej na celu określenie prawidłowości charakteryzujących warunki wiatrowe panujące na Śniardwach, wykorzystano dane dotyczące kierunku i prędkości wiatru z pięciolecia 1986-1990 ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach. Stacja ta położona jest w odległości 4 km na północ-zachód od brzegu jeziora. Rozpatrzono dane z okresu maj – wrzesień, przyjętego za sezon żeglarski. Na serię obserwacyjną, składały się wyniki codziennych pomiarów kierunku i prędkości wiatru z kolejnych terminów obserwacyjnych (ośmiu w ciągu doby).

Analiza zmian kierunku wiatru obserwowanego na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w ciągu sezonu żeglarskiego wykazała prawidłowości charakterystyczne

w Polsce północno-wschodniej. W całym sezonie przewagę miał wiatr z sektora zachodniego, szczególnie północno-zachodni (20,4% wszystkich obserwacji) oraz zachodni (17,5% wszystkich obserwacji). Najmniejszą frekwencją wyróżnił się kierunek północno-wschodni. Jego udział wynosi zaledwie 3,1% wszystkich obserwacji.

Pewną odrębność wykazały warunki wiatrowe w maju, kiedy zaznaczył się większy udział wiatru północnego (14% obserwacji w tym miesiącu) i wschodniego (8%). Ponadto we wrześniu zaobserwowano większy udział adwekcji południowej (12,8% obserwacji).

Analiza częstości występowania poszczególnych kierunków wiatru w kolejnych terminach obserwacyjnych wykazała oprócz widocznej w ciągu całego dnia przewagi wiatrów z sektora zachodniego (około 50%), zwiększony udział wiatru wschodniego o godz. 9⁰⁰ (12,4%) oraz północnego o godz. 18.00 (11,9%). Może to wskazywać na istnienie cyrkulacji bryzowej, a dokładniej – zmian jej kierunku z dziennego na nocny i z nocnego na dzienny. Na stacji meteorologicznej w Mikołajkach bryzę dzienną zwiastuje wiatr z sektora zachodniego, nocną zaś – ze wschodniego.

Średnia miesięczna prędkość wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w sezonie żeglarskim okresu 1986-1990 wynosiła od 2,3 m/s (w lipcu) do 2,7 m/s (w maju).

Średnia prędkość wiatru napływającego z poszczególnych kierunków była zróżnicowana. Największe jej wartości charakteryzował wiatr z kierunków o największej frekwencji na tym obszarze, tj. zachodniego (2,8 m/s) i północno-zachodniego (2,6 m/s).

Najmniejsza średnia prędkość wiatru związana była z adwekcją z północno-wschodu (2,3 m/s).

Wyznaczenie średniej prędkości wiatru z poszczególnych kierunków w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego pozwoliło wskazać pewną czasową zmienność w tym układzie. Tak np. wiatr północny na początku sezonu żeglarskiego miał zwykle dość dużą prędkość, potem zaś była ona zazwyczaj znacznie niższa.

Biorąc pod uwagę położenie stacji meteorologicznej w Mikołajkach w pewnej odległości od jeziora Śniardwy, przeprowadzono też serię badań terenowych służących porównaniu wyników obserwacji wiatru uzyskiwanych w Mikołajkach z tymi, które otrzymuje się bezpośrednio nad jeziorem.

W dniach 4 i 5 czerwca 2000 roku wykonano dwudniowe pomiary terenowe. Punkty pomiarowe założono na poszczególnych odcinkach brzegu jeziora. Znajdowały się one w Dziubielach, Nowych Gutach, na Szerokim Ostrowie, w Niedźwiedzim Rogu oraz w Popielnie. Na pierwszych trzech stanowiskach odbyły się pomiary dwudniowe, na pozostałych zaś z przyczyn technicznych jednodniowe. Porównanie wyników obserwacji pozwoliło stwierdzić dużą, zgodność kierunku i prędkości wiatru mierzonych na stacji meteorologicznej w Mikołajkach i w punktach pomiarowych usytuowanych nad jeziorem. Dowodzi to tego, że w codziennej praktyce można wnioskować o warunkach wiatrowych, panujących na Śniardwach na podstawie wyników obserwacji prowadzonych w Mikołajkach. Jest to wniosek bardzo ważny z punktu widzenia żeglarzy, pływających na tym akwenie.

Stwierdzenie, że okres 1986-1990 jest odpowiedni do analizy warunków wiatrowych rozpatrywanego obszaru oraz że obserwacje prowadzone w Mikołajkach pozwalają ocenić sytuację panującą na Śniardwach umożliwiło przejście do najważniejszej części pracy.

Celem jej było stworzenie kalendarza prawdopodobieństwa wystąpienia korzystnych, średnio korzystnych i niekorzystnych warunków wiatrowych na Śniardwach oraz wskazanie najczęściej występujących na tym akwenie warunków wiatrowych.

Realizując ten cel stworzono trójstopniową klasyfikację korzystności warunków wiatrowych dla uprawiania żeglarstwa na podstawie kryterium prędkości wiatru. Do klasy warunków korzystnych zaliczono warunki, w których prędkość wiatru nie przekracza 3 m/s. Uprawianie żeglarstwa nie jest wtedy trudne, jednocześnie ewentualny brak większego doświadczenia niektórych żeglarzy nie powoduje żadnych zagrożeń bezpieczeństwa jachtu i załogi.

Do klasy średnio korzystnej zaliczono wiatr o prędkości 4-7 m/s. Klasę warunków niekorzystnych podzielono na wiatrową i bezwietrzną. Do pierwszej z nich zaliczono wiatr najsilniejszy, o prędkości ponad 8 m/s, do drugiej zaś ciszę.

Obliczono prawdopodobieństwo występowania warunków wiatrowych zaliczonych do poszczególnych klas korzystności w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego. Umożliwiło to wskazanie okresów kiedy dominują korzystne warunki wiatrowe (zatem jest on odpowiedni do uprawiania żeglarstwa przez osoby mniej doświadczone) i takich, kiedy zwiększony udział mają warunki niekorzystne (zatem są one odpowiednie raczej dla żeglarzy profesjonalistów).

Za okres najbardziej korzystny dla uprawiania żeglarstwa, niezależnie od posiadanych umiejętności, uznano przełom lipca i sierpnia (21.07-10.08). Typowa w tym okresie mała średnia prędkość wiatru nie stwarza trudności w manewrowaniu jachtem i pozwala na prowadzenie jachtu nawet przez osoby mało doświadczone.

Za okres o zwiększonym prawdopodobieństwie występowania warunków średnio korzystnych uznano drugą dekadę czerwca (11 – 20.06). Częściej występująca wówczas prędkość wiatru 4-7 m/s może stwarzać trudności w manewrowaniu jachtem dla niektórych żeglarzy. Potrzebna jest już większa wiedza z zakresu teorii manewrowania jachtem, aby być w stanie bezpiecznie żeglować i nie stwarzać niebezpieczeństwa dla innych jednostek. Rejs w tym czasie powinni więc planować żeglarze amatorzy, posiadający pewne doświadczenie żeglarskie.

Najmniej korzystne warunki wiatrowe dla uprawiania żeglarstwa wyznaczono na: maj (pierwszą i ostatnią dekadę) oraz środkową dekadę września. Prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów o prędkości ponad 8 m/s jest wówczas stosunkowo duże. Warunki takie powinni wybrać żeglarze profesjonaliści, którzy w razie gwałtownej zmiany pogody umieją zachować panowanie nad jachtem i bezpiecznie doprowadzić go do portu.

Cisze są, również niekorzystne dla żeglarzy, gdyż całkowicie uniemożliwiają prowadzenie jachtu. Największe prawdopodobieństwo ich wystąpienia wyznaczono na środek maja, początek czerwca, środek sierpnia oraz koniec września.

Ponieważ w planowaniu rejsu ważne jest zarówno prawdopodobieństwo wystąpienia nie tylko określonej prędkości wiatru, ale i danego jego kierunku wyznaczono także prawdopodobieństwo występowania poszczególnych typów warunków wiatrowych na Śniardwach. Określając typ warunków wiatrowych uwzględniono kierunek wiatru i jego prędkość. Stwierdzono, że na rozpatrywanym obszarze największe jest prawdopodobieństwo występowania wiatru północno-zachodniego o prędkości 1-3 m/s. Sytuacja taka jest typowa szczególnie w okresie od 11 czerwca do 10 lipca, kiedy to prawdopodobieństwo jej wystąpienia przekracza 20%. Inne typy warunków wiatrowych często pojawiające się nad Śniardwami to występowanie wiatru o prędkości 1-3 m/s z kierunków: północnego (zwłaszcza w maju i czerwcu prawdopodobieństwo ok. 10%) oraz zachodniego i południowo-zachodniego (szczególnie w drugiej połowie sezonu żeglarskiego – prawdopodobieństwo ponad 15%).

W pracy przedstawiono także wybrane sytuacje pogodowe, które mogą ułatwiać bądź utrudniać żeglugę lub nawet stanowić zagrożenie dla jachtu i jego załogi. Uwzględniono występowanie bryzy, pojawianie się burz, mgły, przejścia frontów at-

mosferycznych, występowanie intensywnych opadów oraz białego szkwału. Wskazano możliwość pojawiania się tych sytuacji nad Śniardwami oraz opisano rodzaje ułatwień, utrudnień lub zagrożeń, jakie przynoszą one żeglarzom.

Niniejsza praca jest pierwszą oceną klimatu jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarzy, w której omówiono przede wszystkim warunki wiatrowe. Zamierzeniem autorki było, aby opracowany przez nią kalendarz warunków wiatrowych mógł być pomocny dla osób o różnym doświadczeniu żeglarskim w planowaniu terminów pływania. Wnioski sformułowane w pracy powinny być w przyszłości weryfikowane na podstawie podobnych analiz dotyczących możliwie długich okresów obserwacyjnych.

XII. LITERATURA

- Atlas klimatyczny Płoski*, 1973, PPWK, Warszawa
- Narodowy Atlas Polski*, Leszczycki S. (red.), 1973-1978, Wyd. PAN, Instytut Geografii, Wrocław-Warszawa-Kraków Gdansk
- Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, 1993-1997, IG i PZ PAN, Zespół Systemów Informacji Geograficznej i Kartografii (red. nacz. M. Naigrakowski)
- Atlas klimatu Polski*, Lorenc H (red.), 2005, Warszawa
- Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa
- t. I. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, *Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 276 (brak podtytułu na okładce)
- t. II. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976, T. II *Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 455 (brak podtytułu na okładce)
- t. III. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1980, *Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 322
- t. IV. Stopa-Boryczka M., Martyn D., Boryczka J., Wawer J., Ryczywolska E., Kopacz-Lembowicz M., Kossowska-Cezak U., Lenart W., Danielak D., Styś K., 1986, *Klimat północno-wschodniej Polski*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW ss. 510
- t. V. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, *Z badań klimatu Polski*, (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW ss. 284
- t. VIII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowa M., Śmiałkowski J., 1994, T. VIII *Cechy oceaniczne klimatu Europy* (red. M. Stopa-Boryczka), Wyd. UW, ss. 406
- t. XXII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2008, *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski) Wyd. UW ss. 332
- t. XXIII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009, *Klimat Warszawy i innych miast Polski. Studia porównawcze*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski) Wyd. UW ss. 383
- t. XXIV. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski) Wyd. UW ss. 333
- t. XXV. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski) Wyd. UW ss. 417
- t. XXVI-XXVII. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, 2012, *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 596
- t. XXVIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 470
- t. XXIX. Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 451
- Bereś J., 2001, *Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: B. Kicińska)
- Błażejczyk K., 1992, *Bioklimatyczna analiza warunków pogodowych w Polsce*, Zeszyty IGiPZ PAN, nr 8, ss. 25
- Borowicz K., 1977, *Próba określenia zależności pomiędzy plonami okopowych a elementami meteorologicznymi w woj. Olsztyńskim*, 1972), Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 8, 1976 (skrót pracy doktorskiej)
- Boryczka J., 1964, *Zależność klimatycznego wskaźnika turbulencyjnego od wysokości przy różnym stopniu zachmurzenia*, Przegląd Geofizyczny, t. IX, z. 3-4, s. 216-226.
- Boryczka J., 1967, *Wpływ wilgotności gruntu i zbiorników wodnych na zawartość pary wodnej w przyziemnej warstwie powietrza*, Prace i Studia IG UW – Katedra Klimatologii, Wyd. UW, z. 2
- Ewert A., 1994, *Podział klimatyczny Polski*, IX Polsko-czeskie seminarium geograficzne, Wyd. Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 121-133
- Górczyńska-Żemojda B., 1978, *Klimat województwa białostockiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)

- Gumiński R., 1948, *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce*, Przegł. Meteorol. i Hydrol. 1, s. 7-20 (1998, Prace i Studia Geograficzne UW, 22, s. 169-117)
- Hadam R., 2000, *Mikroklimat Doliny Czarnej Hańczy*, (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Olszewski)
- Hałka-Lipska A., 1977, *Klimat województwa wrocławskiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukow: M. Stopa-Boryczka, W. Lenart)
- Jakimiuk-Olszewska W., 1988, *Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: M. Kopacz-Lembowicz)
- Jasłowska E., 1977, *Klimat woj. ostrolęckiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukow: M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka)
- Kossowska-Cezak U., Olszewski K., Przybylska G., 1991, *Klimat Kotliny Biebrzańskiej*, [w:] Zeszyty Problematyczne Nauk Rolniczych, z. 372
- Kaczorowska Z., 1958, *Klimat województwa białostockiego*. Dokumentacja Geograficzna, z. 6, IG PAN, Warszawa.
- Kaczorowska Z., 1967, *Wyniki badań w 1961 r.*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 2
- Kaczorowska Z., 1968, *Temperatury gruntu na Pojezierzu Mazurskim w okresie 1930-1964*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 3
- Kaszewski B., 1992, *Typy cyrkulacji a typy pogody w Polsce*, Rozprawy Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, Rozprawy habilitacyjne, XLII, Wyd. UMCS, Lublin, ss. 92
- Kicińska B., Olszewski K., Zmudzka E., 2001, *Badania topoklimatyczne Zakładu Klimatologii*, [w:] Prace i Studia geograficzne, Wyd. UW, t. 28, s. 181-192
- Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, 2008, Materiały Zakładu Klimatologii WGiSR UW na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Zakowski), 14.06.2008, Warszawa
- Kossowska U., 1967, *Wpływ jezior na warunki termiczne i wilgotnościowe*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 2
- Kozłowska-Szczęsna T., 1991, *Antropoklimat Polski*, Próba syntezy, Zeszyty IGiPZ PAN, 1, s. 7-64
- Kunowska A., 2009, *Warunki termiczne i wilgotnościowe na pograniczu lasu i terenu otwartego w Nadleśnictwie Browsk (Puszcza Białowieska)* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: B. Kicińska)
- Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe Spojrzenie*, Wyd. Nauk. PWN, ss. 296
- Łozińska Z., 2008, *Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych w wybranych typach siedlisk Puszczy Romińskiej* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: B. Kicińska)
- Maliszewski A., 1968, *Próba wyznaczenia współczynnika turbulencyjnej wymiany ciepła w porze letniej na podstawie pomiarów temperatur ekstremalnych na Pojezierzu Suwalskim w latach 1964 i 1965* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukow: W. Okołowicz, Z., Kaczorowska, J. Boryczka)
- Marsz A. A., 2002, *NAO a cyrkulacja wód Północnego Atlantyku, związku NAO z polem temperatury powierzchni oceanu*, [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.) *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej, Gdynia, s. 47-74
- Martyn D., 1968, *Stosunki anemometryczne w obszarze Wielkich Jezior Mazurskich*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 3
- Matusiak J., 1977y *Klimat województwa skierniewickiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukow: M. Stopa-Boryczka, U. Kossowska-Cezak).
- Mierzwiński B., 1981, *Wpływ zbiorników wodnych na warunki odczuwalne na przykładzie jeziora Śniardwy* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukow: M. Stopa-Boryczka, M. Kopacz-Lembowicz)
- Musiał J., 2008, *Wykorzystanie technik GIS w badaniach klimatu lokalnego na przykładzie Narwiańskiego Parku Narodowego* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Olszewski)
- Nowicka-Walczuk A., 1977, *Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski* (skrót pracy magisterskiej opiekunowie naukow: M. Stopa-Boryczka, M. Kopacz-Lembowicz)
- Odalska A., 2004, *Klimat lokalny okolic Krukłanek* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Olszewski)
- Okołowicz W., 1967, *Zachmurzenie i opad wybranych miesięcy letnich 1962-1963 w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 2
- Okołowicz W., Kaczorowska Z., Stopa M., Przybylska G., Martyn D., Nowacka M., 1970, *Cechy charakterystyczne klimatu zachodniej części Pojezierza Mazurskiego ze szczególnym uwzględnieniem sezonu letniego*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 5
- Okołowicz W., Olszewski K., 1973, *Wpływ zbiorników wodnych na kształtowanie się wilgotności bezwzględnej powietrza*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 7
- Okołowicz W., Stopa M., 1964, *Wyniki badań terenowych na Pojezierzu Mazurskim w lipcu i sierpniu 1961 r.*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 1

- Okołowicz W., Stopa M., Przybylska G., Nowacka M., 1970, *Charakterystyka klimatu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich z punktu widzenia wczasów i turystyki*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 4.
- Okołowicz W., Martyn D., 1978, *Regiony klimatyczne Polski*, [w:] Atlas geograficzny, Warszawa
- Okrasa M., 2001, *Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: M. Kopacz-Lembowicz)
- Okońska J., 1980, *Zależność wskaźników bioklimatycznych od ukształtowania terenu na Pojezierzu Suwalskim* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka M, Kopacz-Lembowicz)
- Olszewski K. 1968, *Kształtowanie się wilgotności bezwzględnej w zależności od wybranych elementów meteorologicznych i charakteru podłoża w miesiącach letnich 1962-1965 na przykładzie fragmentów Pojezierza Mazurskiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: W. Okołowicz, Z. Kaczorowska, M. Stopa)
- Olszewski K., Krzysztofiak L., 1999, *Klimat Wigierskiego Parku Narodowego*, [w:] *X lat Wigierskiego Parku Narodowego*, Wyd. W. Łapiński, Krzywe, s. 59-61
- Olszewski K., 2003, *Klimat Mazowsza*, A. Richling (red.), *Przyroda Mazowsza i jej antropogeniczne przekształcenia*, Wyd. Wyższej Szkoły Humanistycznej w Pułtusku, pułtusk
- Olszewski J., 1973, *Klimat północno-wschodniej Polski w ujęciu kompleksowym*, Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 6, 1973 (skrót pracy doktorskiej, maszynopis – 1969)
- Olszewska B., 2009, *Klimat lokalny Ciechanowca* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Grabowska)
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, ss. 192
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991, *Klimat* [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski, Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 296-355
- Petelczyc A., 2007, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego Narwiańskiego Parku Narodowego* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Olszewski)
- Pietras K., 2004, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego na Diablej Górze w Puszczy Boreckiej* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: B. Kicińska).
- Pietras K., 2011, *Wpływ zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Puszczy Boreckiej* (autoreferat pracy doktorskiej), [w:] Suplement, Prace i Studia Geograficzne, t.47
- Remiszewski W., 1979, *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w woj. suwalskim* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, M. Kopacz-Lembowicz)
- Rogowiec M., 1977, *Klimat województwa siedleckiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka, K. Olszewski)
- Rokoszevska G., 1978, *Charakterystyka bioklimatu województwa suwalskiego w cieplej porze roku* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, M. Kopacz-Lembowicz)
- Romer B., 1949, *Regiony klimatyczne Polski*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, seria B, nr. 16 oraz (1962), Wybór prac, t. 3, PWN, Warszawa
- Stopa M., 1967, *Częstość występowania burz w okolicy Wielkich Jezior Mazurskich*, Prace i Studia IG UW, Klimatologia, z. 2
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., 2007, *Badania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, Suplement t.47, s. 169-178
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Ryczywska E., Boryczka J., Górka A., 1982, *Ocena klimatu lokalnego do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białolece Dworskiej w Warszawie*, [w:] *Człowiek i Środowisko*, Instytut Kształtowania Środowiska, T. 6, Nr 3-4, str. 335-349, Warszawa
- Stopa-Boryczka M., Martyn D., 1985, *Klimat*, [w:] *Województwo suwalskie, studia i materiały*, (red. A. Stasiak), s. 81-118
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2005, *Klimat* [w:] (red.) Richling A., Ostaszewska K., *Geografia fizyczna Polski*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 84-127
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, Wyd. IMiGW, Warszawa, ss. 182
- Waszczuk T., 1977, *Klimat województwa olsztyńskiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka).
- Wikieł-Wawer J., 1977, *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* (skrót pracy magisterskiej, opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka)
- Wolszczak K., 2004, *Zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic jeziora Żabinki* (skrót pracy magisterskiej, opiekun naukowy: K. Olszewski)
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, ss. 489

Prace wykonane na zlecenie różnych instytucji

Charakterystyka klimatu województwa suwalskiego ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego powierzchni kluczowych Jeleniewo, Jora, Elk, 1979, Opracowanie zbiorowe wykonane w Zakładzie Klimatologii UW na zamówienie IG i PZ PAN (maszynopis)

- Ekspertyza Klimatologiczna dotycząca lokalizacji Kombinatu Celulozowo Papierniczego "A"*, 1966, Praca wykonana przez zespół pracowników Katedry Klimatologii UW pod kierunkiem W. Okołowicza na zamówienie Biura Projektów Przemysłu Papierniczego w Łodzi (maszynopis)
- Klimat Krainy Wielkich Jezior Mazurskich ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego Jeziora Śniardwy oraz wyspy Szeroki Ostrów*, 1966, Praca zbiorowa wykonana w Katedrze Klimatologii UW na zamówienie Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej w Olsztynie, Wydział Budownictwa i Architektury (maszynopis)
- Klimat północnej i środkowej części województwa białostockiego ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego Jeziora Rajgrodzkiego*, 1967, Praca zbiorowa wykonana w Katedrze Klimatologii UW na zamówienie Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej w Białymstoku, Wydział Budownictwa i Architektury (maszynopis)
- Klimat zachodniej części Pojezierza Mazurskiego ze szczególnym uwzględnieniem klimatu lokalnego okolic jeziora Narie oraz półwyspu Kretowiny*, 1967, Opracowanie wykonane w Katedrze Klimatologii UW na zamówienie Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej w Olsztynie, Wydział Budownictwa, Urbanistyki i Architektury (maszynopis)
- Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) NE części Polski według podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego (1975)*, Opracowanie wykonane w Zakładzie Klimatologii UW przez M. Stopę-Boryczkę i J. Boryczkę i in. na zamówienie IG i PZ PAN (maszynopis)
- Rozpoznanie klimatu lokalnego i mikroklimatu Pradoliny Biebrzy (w ramach problemu MR II/15: Przyrodnicze podstawy gospodarki środowiskiem)*, 1960, Praca wykonana w Zakładzie Klimatologii UW przez U. Kossowską-Cezak i in. na zamówienie Instytutu Ekologii PAN (maszynopis)
- Ekofizjograficzne podstawy kształtowania środowiska osiedla w Białoleśce Dworskiej*, 1979, Opracowanie zespołowe dla Instytutu Kształtowania Środowiska w Warszawie (temat rządowy Pr-5 pt. Charakterystyka i ocena warunków klimatycznych w Białoleśce Dworskiej oraz określenie wpływu zabudowy na ich zmiany)
- Wpływ warunków pogodowych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń na terenie warszawy*, 1970, Maszynopis pracy wykonanej na zlecenie Biura Studiów i Projektów Inżynierii Miejskiej
- Koreferat do Projektu Wstępnego Elektrowni Kozienice, cz. III Ciepłna, t. 3 Zanieczyszczenie terenu od wybuchów elektrowni*, 1968, (W. Okołowicz, J. Boryczka), Opracowanie dla Centralnego Urzędu Gospodarki Wodnej w Warszawie