



# **Ekspertyza Miejskiej Wyspy Ciepła w Krakowie**

Opracowanie wykonane przez  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej  
Uniwersytetu Jagiellońskiego  
oraz  
Wydział Geodezji,  
Referat ds. Miejskiego Systemu Informacji Przestrzennej

Opracowanie wykonane na zlecenie Wydziału Gospodarki Komunalnej  
i Klimatu Urzędu Miasta Krakowa w ramach projektu  
LIFE-IP EKOMALOPOLSKA „Wdrażanie Regionalnego Planu Działań dla  
Klimatu i Energii dla województwa małopolskiego”

Kraków, 2023

Niniejsze opracowanie zostało wykonane na zlecenie Wydziału Gospodarki Komunalnej i Klimatu Urzędu Miasta Krakowa (umowa nr GK/032.22.2023; W/I/975/GK/3/2023; GK-06.042.2.2023.NG). Dokument powstał jako realizacja działania C4 projektu LIFE-IP EKOMALOPOLSKA „Wdrażanie Regionalnego Planu Działań dla Klimatu i Energii dla województwa małopolskiego” (LIFE-IP EKOMALOPOLSKA / LIFE19 IPC/PL/000005) dofinansowanego ze środków programu LIFE Unii Europejskiej oraz Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Materiał/opracowanie przedstawia wyłącznie poglądy autorów, a Komisja Europejska i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej nie ponoszą odpowiedzialności za żadne ewentualne wykorzystanie zawartych w nim informacji. Autorzy opracowania: dr hab. Anita Bokwa, prof. UJ (Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński w Krakowie), mgr Mateusz Durka (Urząd Miasta Krakowa, Wydział Geodezji).

## Spis treści:

1. <b>Część pierwsza: Wprowadzenie</b> .....	3
1.1. Wstęp .....	3
1.2. Środowisko przyrodnicze Krakowa i okolic .....	17
1.3. Przegląd literatury .....	31
1.4. Dane i metody opracowania .....	38
2. <b>Część druga: Miejska wyspa ciepła w Krakowie</b> .....	47
2.1. Cykl dobowy MWC .....	54
2.2. Cykl roczny MWC .....	64
2.3. Struktura przestrzenna MWC .....	67
2.4. Wpływ MWC na występowanie tzw. nocy tropikalnych w Krakowie .....	88
2.5. Obszary Krakowa o znacznym stopniu narażenia mieszkańców na nadmierne obciążenie cieplne .....	91
3. <b>Część trzecia: Podsumowanie i wnioski</b> .....	94
Literatura .....	107
Załączniki .....	115
Spis rycin i tabel .....	120

## 1. Część pierwsza: Wprowadzenie

Miejska wyspa ciepła jest jednym z elementów klimatu terenów zurbanizowanych, nazywanego często w uproszczeniu klimatem miasta. Jest to jeden z wielu rodzajów mezoklimatu, do których można zaliczyć np. mezoklimat lasu czy mezoklimat zbiornika wodnego. Określenie „mezoklimat” odnosi się do jednej ze skal przestrzennych w jakich badamy zjawiska pogodowe i klimatyczne. W skali mezoklimatycznej badany jest całościowy wpływ miasta na warunki klimatyczne terenów otaczających. Bardziej szczegółowa jest skala klimatu lokalnego; w tym przypadku bada się wpływ poszczególnych typów zabudowy na zróżnicowanie warunków pogodowych i klimatycznych wewnątrz miasta. W skali mikroklimatycznej bada się zjawiska zachodzące np. w skali tzw. kanionu miejskiego. Kompletnie zbadanie klimatu danego terenu zurbanizowanego wymaga zastosowania różnych podejść badawczych. Przedmiotem niniejszego opracowania jest miejska wyspa ciepła w Krakowie. Zjawisko to zostanie przedstawione przy uwzględnieniu zjawisk zachodzących tak w skali klimatu lokalnego, jak też w mezoskali, z uwagi na specyficzne warunki środowiskowe w jakich znajduje się zabudowa miejska Krakowa.

### 1.1. Wstęp

Miejska wyspa ciepła (MWC) jest najlepiej poznanym elementem klimatu miasta, a początki zainteresowania tym zjawiskiem sięgają pierwszej połowy XIX w. i badań Luka Howarda w Londynie (Oke i in. 2017). Geneza słowa „wyspa” związana jest z obrazem izoterm, które wykreślone na planie miasta, przyjmują kształt podobny do konturu wyspy otoczonej morzem chłodniejszego powietrza (Fortuniak 2003). Istotą tego zjawiska przez wiele dekad była wyższa temperatura powietrza w mieście niż w sąsiednich terenach pozamiejskich. Oke (1995) zdefiniował jednak cztery rodzaje MWC:

1. **Podziemna MWC** – różnica temperatury gruntu w mieście i poza miastem, biorąc pod uwagę oddziaływanie wielu instalacji podziemnych znajdujących się pod powierzchnią gruntu w mieście; dane na temat temperatury gruntu są pozyskiwane z pomiarów odpowiednimi sondami, umieszczonymi na określonej głębokości;
2. **Powierzchniowa MWC** – różnica temperatury powierzchni miasta i obszaru pozamiejskiego; w mieście liczba, wielkość i ekspozycja powierzchni mających bezpośredni kontakt z atmosferą są znacząco odmienne od tych znajdujących się na terenach pozamiejskich, z uwagi na obecność wielu wysokich budynków; każda ściana

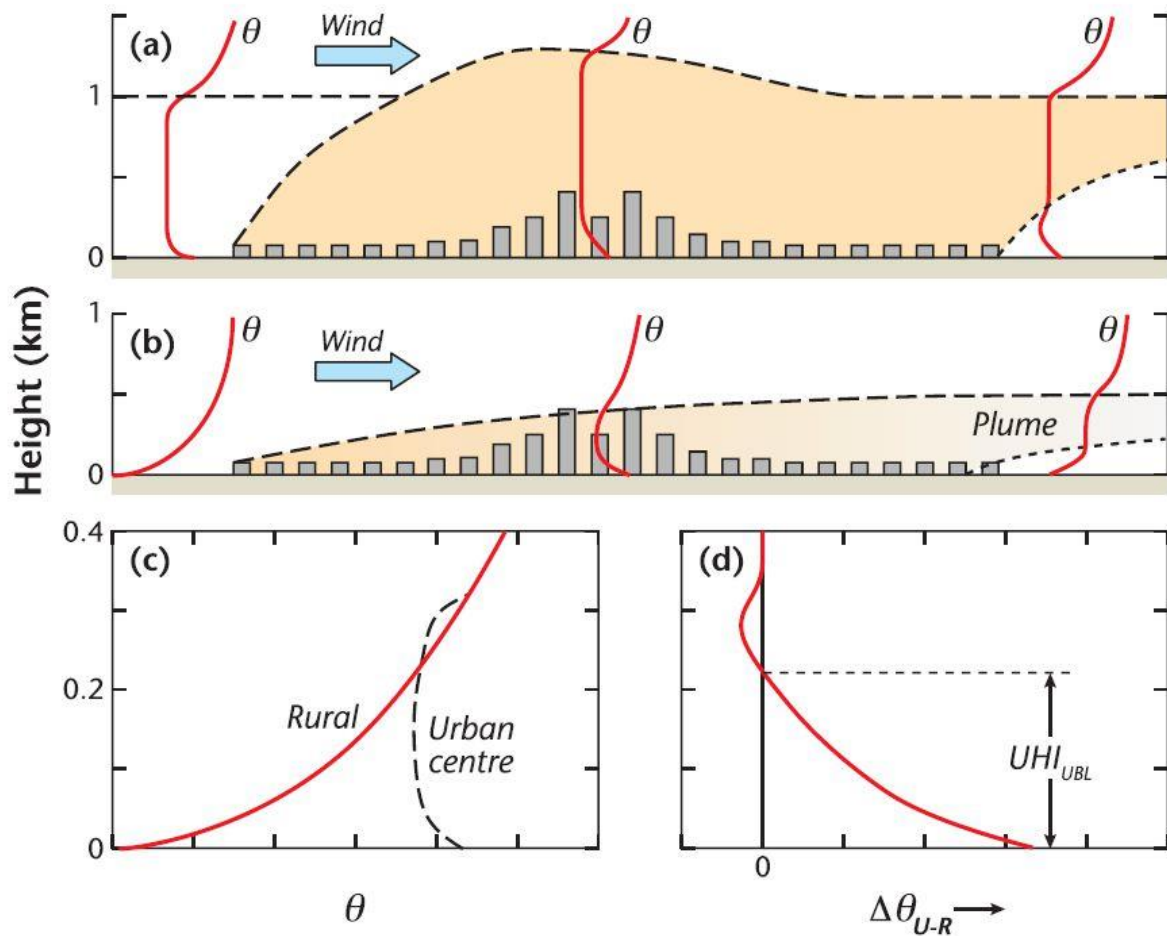
i dach wchodzą w interakcje z powietrzem. Dane na temat temperatury powierzchni są zazwyczaj pozyskiwane ze zdjęć satelitarnych.

3. **MWC warstwy dachowej atmosfery w mieście, MWC atmosferyczna** – w warstwie powietrza znajdującej się nad obszarem miejskim wyróżnia się kilka warstw wewnętrznych (ryc. 1). Od powierzchni ziemi do średniej wysokości dachów w danym typie zabudowy sięga tzw. warstwa dachowa, czyli ta warstwa powietrza, w której funkcjonują mieszkańcy, ale też rośliny i zwierzęta żyjące w mieście. MWC tej warstwy to różnica temperatury powietrza na wysokości co najmniej 2 m ponad poziomem gruntu między obszarem pozamiejskim a obszarem zurbanizowanym;
4. **MWC warstwy granicznej atmosfery** – różnica między obszarem pozamiejskim a obszarem zurbanizowanym w temperaturze warstwy powietrza znajdującej się między górną granicą warstwy dachowej a granicą warstwy granicznej atmosfery; warstwa graniczna atmosfery to warstwa troposfery sięgająca od powierzchni ziemi do takiej wysokości do jakiej w danym miejscu i danym momencie sięgają wpływy podłoża modyfikujące elementy meteorologiczne, m.in. temperaturę powietrza i profil pionowy wiatru (Oke i in. 2017).

**Podziemna MWC i MWC warstwy granicznej atmosfery** są znacznie rzadziej badane niż MWC atmosferyczna i powierzchniowa MWC. Aby badać **podziemną MWC** konieczne jest wykonywanie pomiarów temperatury podłoża, co w przypadku terenów pozamiejskich oznacza pomiary temperatury w profilu glebowym, ale w mieście jest kwestią znacznie bardziej skomplikowaną. Różne elementy infrastruktury miasta znajdują się pod ziemią, na różnych głębokościach, np. rury dostarczające wodę, ciepło systemowe, paliwa, ale także garaże podziemne, kanalizacja itd. Powoduje to znaczącą trudność w zaplanowaniu reprezentatywnego dla obszaru miejskiego pomiaru temperatury podłoża (Oke i in. 2017). Badania przeprowadzone w np. Niemczech (Menberg i in 2013), Włoszech (Previati, Crosta 2021) czy Francji (Hemmerle i in. 2019) wskazują na wpływ wyższej temperatury podłoża w mieście na temperaturę wód podziemnych na terenie miasta. Średnia roczna temperatura płytko położonych wód podziemnych w mieście może być o 2 do 8°C wyższa niż wód podziemnych na podobnej głębokości poza miastem.

Rozpoznanie cech **MWC warstwy granicznej atmosfery** wymaga pomiarów wykonywanych czujnikami umieszczonymi na samolotach lub balonach albo wysokich masztach co jest czynnikiem znacznie utrudniającym pomiary i podnoszącym koszty badań. Wykorzystuje się także specjalistyczne pomiary zdalne sodarami i lidarami. Rycina 1 pokazuje uśrednione

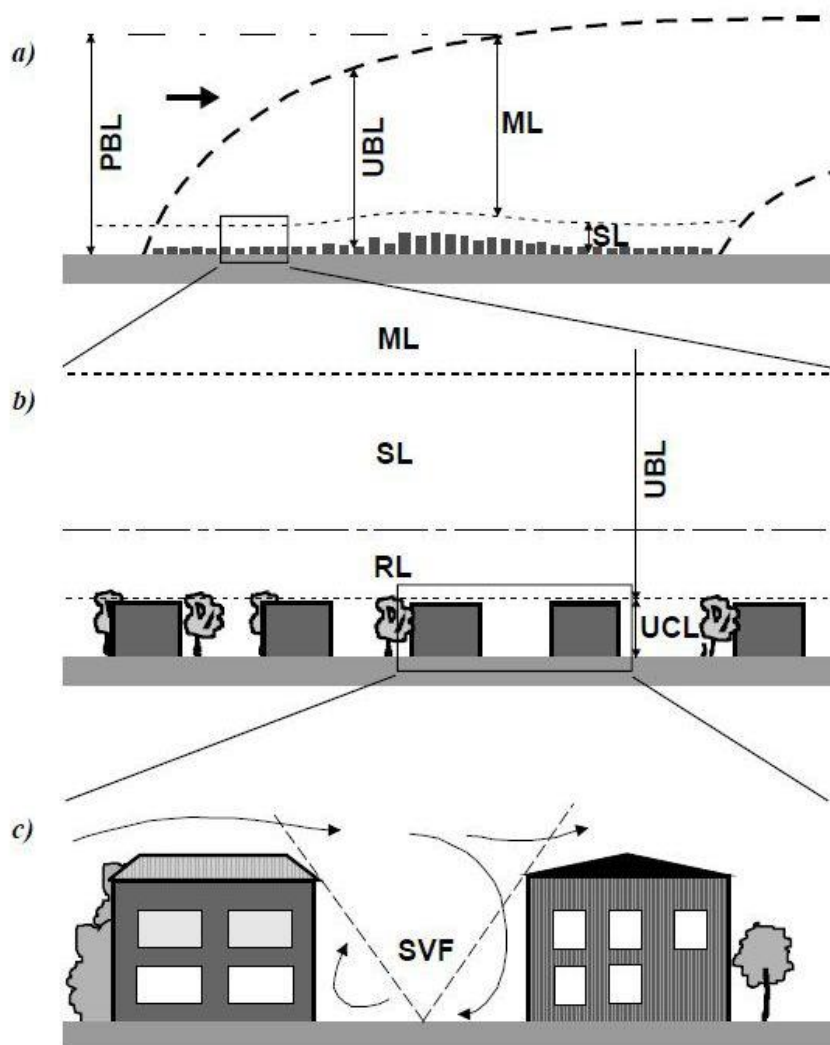
warunki termiczne warstwy granicznej atmosfery nad miastem charakterystyczne dla pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem. W ciągu dnia oddziaływanie termiczne miasta sięga dużo wyżej niż w nocy, na wysokość ok. 1 km, co wynika z silnych ruchów wznoszących. Jest to skutkiem dużego dopływu energii słonecznej i szybkiego wzrostu temperatury podłoża. Przy słabym wietrze widoczne jest tworzenie się tzw. smugi miejskiej (ang. plume), czyli występowanie nad sąsiednim, zawietrzynym obszarem pozamiejskim, na określonej wysokości, warstwy powietrza zmodyfikowanej przez oddziaływanie pobliskiego miasta. W nocy sytuacja wygląda podobnie, przy czym miąższość warstwy granicznej atmosfery nad miastem jest znacząco mniejsza, z uwagi na brak dostawy energii słonecznej i znaczne ograniczenie ruchów pionowych powietrza. Profile pionowe temperatury powietrza w ciągu dnia są podobne w mieście i poza miastem, tzn. w najniższej warstwie powietrza temperatura maleje z wysokością, a powyżej znajduje się dobrze wymieszana poprzez ruchy turbulencyjne warstwa o podobnej temperaturze. Natomiast w nocy na terenach pozamiejskich tworzy się inwersja termiczna, czyli temperatura jest najniższa przy powierzchni ziemi i rośnie wraz z wysokością, zaś w obszarach miejskich tworzy się inwersja wzniesiona, czyli najpierw temperatura spada wraz z wysokością a potem zaczyna wzrastać. W rezultacie tych różnic temperatury tworzy się MWC, przy czym blisko powierzchni ziemi ma ona dużą intensywność, powietrze w mieście ma znacząco wyższą temperaturę niż powietrze poza miastem. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem gruntu, różnica temperatury między obszarem miejskim i pozamiejskim maleje i przy granicy nocnej warstwy granicznej intensywność MWC jest ujemna, czyli powietrze poza miastem ma wyższą temperaturę niż powietrze w mieście; jest to górna granica zasięgu MWC.



Ryc. 1. Schemat uśrednionej struktury termicznej MWC warstwy granicznej atmosfery w czasie pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem: a) w ciągu dnia, b) w czasie nocy, c) profile pionowe temperatury w nocy nad terenem miasta (*urban center*) i pozamiejskim (*rural*), d) różnica temperatury (czerwona linia) między obszarem miejskim i pozamiejskim w profilu pionowym w nocy wyznaczająca intensywność i zasięg pionowy MWC. Oś pionowa – wysokość nad poziomem gruntu w km; *wind* – wiatr, *plume* – tzw. smuga miejska

Źródło: Oke i in. 2017

Rycina 2 pokazuje schematycznie podział warstwy granicznej atmosfery nad miastem. Niniejsze opracowanie dotyczy **miejskiej wyspy ciepła warstwy dachowej atmosfery**. Warto w tym miejscu podkreślić, że jest to najczęściej badany rodzaj MWC (często nazywany w uproszczeniu **atmosferyczną MWC**, choć obejmuje tylko część atmosfery, a w szczególności tylko najniższą część miejskiej warstwy granicznej), a drugim najczęściej rozpatrywanym wariantem jest powierzchniowa MWC. W obu przypadkach mamy do czynienia z danymi pozyskiwanymi w zupełnie inny sposób i innymi przyrządami, a co za tym idzie: każde z tych danych pokazują nam inne cechy środowiska miasta.



Ryc. 2. Struktura miejskiej warstwy granicznej: a) mezoskala, b) skala lokalna, c) mikroskala. Oznaczenia skrótów: PBL – planetarna warstwa graniczna, UBL – miejska warstwa graniczna, SL – warstwa powierzchniowa, RL – warstwa tarcia, UCL – warstwa dachowa, SVF – współczynnik widoku nieba (na podstawie: Oke 2000).

*Źródło: Fortuniak 2003*

**Powierzchniowa MWC** jest badana za pomocą pomiarów pośrednich, czyli satelitarnych lub lotniczych zdjęć termicznych, a efektem końcowym analiz jest obraz temperatury powierzchni terenu (U.S. Environmental..., 2008). Temperatura powierzchni terenu pochodzi z danych teledetekcyjnych w podczerwieni termicznej (Voogt, Oke 2003, Parlow i in. 2014). Taka MWC występuje (czyli jest wyraźnie widoczna na otrzymanych obrazach) przez całą dobę, ma największą intensywność w dzień i w lecie, a maksymalne różnice temperatury między obszarami miejskimi i pozamiejskimi sięgają ok. 15°C w dzień i 10°C w nocy. Jednak monitorowanie wielkości i struktury powierzchniowej MWC za pomocą



danych satelitarnych jest możliwe przy bezchmurnej pogodzie, a dane są aktualne na moment pozyskania obrazu. Satelitarne obrazy termowizyjne mają różną rozdzielczość przestrzenną i generalnie im jest ona wyższa, tym rzadsze jest próbkowanie w czasie. Rozróżnienie między średnimi strukturami termicznymi wewnątrz dzielnicy jest możliwe przy rozdzielczości przestrzennej 100 m, podczas gdy rozmiar piksela większy lub równy 500 m powoduje utratę zróżnicowania termicznego dzielnicy miasta, chociaż rozdzielczość przestrzenna 1 km nadal wykrywa różnice temperatury powierzchni w mieście i jego otoczeniu (Sobrino i in. 2012). Dane o rozmiarze piksela 1 km są pozyskiwane zwykle dwa razy dziennie (w nocy i w ciągu dnia) przez każdy z satelitów meteorologicznych i środowiskowych krążących wokół bieguna, natomiast dane dokładniejsze pozyskiwane są znacznie rzadziej, a występowanie zachmurzenia dodatkowo eliminuje wiele z nich z dalszych analiz (np. Anniballe i in. 2014). Związki między temperaturą podłoża i temperaturą powietrza nie mają stałego charakteru. Pomiary satelitarne informują o temperaturze podłoża, a nie powietrza. Próby transformacji danych rzadko dają zadowalające rezultaty i często obraz MWC uzyskany na podstawie danych satelitarnych nie jest zbieżny z danymi naziemnymi (np. Arnfield 2003). Daje on jednak informację o charakterze przestrzennym, która może być pośrednio przydatna w pełnym rozpoznaniu MWC na danym terenie (np. Roth i in. 1989), zwłaszcza że zwykle zasięg przestrzenny MWC, przedstawiony jako izotermy na mapie, odbiega od modelowego kształtu wyspy (np. Nichol 1998). Ponadto temperatura podłoża jest zależna od wartości bilansu cieplnego danej powierzchni czynnej, co jest istotnym czynnikiem kształtującym temperaturę powietrza. Powietrze jest jednak złym przewodnikiem ciepła, a ponadto podlega turbulencji, stąd częste duże rozbieżności między temperaturą powietrza i podłoża.

Dodatkowym powodem tych rozbieżności jest to, że istnieją różne obszary źródłowe dla pomiarów naziemnych i zdalnych. Obszar źródłowy pomiaru temperatury powietrza zmienia się wraz z kierunkiem wiatru i stabilnością atmosfery oraz zależy od złożoności przepływu powietrza w warstwie granicznej, podczas gdy obszar źródłowy dla teledetekcyjnego pomiaru temperatury radiacyjnej jest określony przez chwilowe pole widzenia satelity, na które wpływa geometria widzenia czujnika i trójwymiarowa struktura powierzchni miejskiej; w konsekwencji na pomiar wpływa mozaika różnych powierzchni (Voogt, Oke 2003). Dane satelitarne wykorzystuje się często jako uzupełnienie innych danych pomiarowych. K.P. Gallo i in. (1995) oraz K.P. Gallo i T.W. Owen (1999) porównali przydatność różnych typów zdjęć satelitarnych w badaniach MWC i stwierdzili ścisły związek między danymi dotyczącymi wskaźnika NDVI a różnicą w temperaturze minimalnej między miastem i terenem pozamiejskim. Pomiary z użyciem samolotu dają dokładniejsze wyniki niż

dane satelitarne (np. Colacino 1978, Goldreich 1985, Ben-Dor, Saaroni 1997), ale liczba przelotów pomiarowych jest z konieczności ograniczona i pozwala jedynie na interpretację uzyskanych wyników jako dodatkowych danych, wykorzystywanych w analizie pomiarów stacjonarnych lub mobilnych. J.A. Voogt i T.R. Oke (2003), M. Szymanowski (2004), J.E. Nichol i in. (2009) oraz Q. Weng (2009) dokonali przeglądu prac dotyczących wykorzystania pomiarów satelitarnych w badaniach MWC i stwierdzili, że mimo udoskonalania technik interpretacji danych satelitarnych, nadal trudno jednoznacznie powiązać je z pomiarami naziemnymi.

**Atmosferyczna MWC**, rozumiana jako MWC warstwy dachowej atmosfery w mieście, jest zjawiskiem pogodowym i klimatycznym występującym w skali klimatu lokalnego. Rozpatrując zróżnicowanie klimatyczne na dużych obszarach, można stwierdzić, że klimat w istotny sposób determinuje rozmieszczenie na kuli ziemskiej szaty roślinnej i gleb, a ponadto w znacznym stopniu decyduje o działalności gospodarczej człowieka. Natomiast na małych obszarach związki między klimatem a innymi elementami środowiska geograficznego przybierają natomiast kierunek odwrotny, np. szata roślinna, zabudowa miejska czy obecność jeziora modyfikuje klimat w skali lokalnej (np. Chromow 1969, Paszyński i in. 1999, Kożuchowski 2005). Na obszarach zurbanizowanych modyfikacje warunków klimatycznych dotyczą przede wszystkim bilansu promieniowania, zachmurzenia, występowania mgły, opadów atmosferycznych, temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru (Landsberg 1981). Jest to skutkiem łącznego oddziaływania czynników makroskalowych (czyli np. cyrkulacji atmosferycznej czy położenia w danej strefie klimatycznej) oraz specyficznych czynników lokalnych:

1) naturalnych:

- a) rzeźby terenu;
- b) pokrycia terenu, np. obecności rzek i zbiorników wodnych;
- c) typu gleby i jej właściwości w zakresie np. absorpcji promieniowania słonecznego;

2) antropogenicznych:

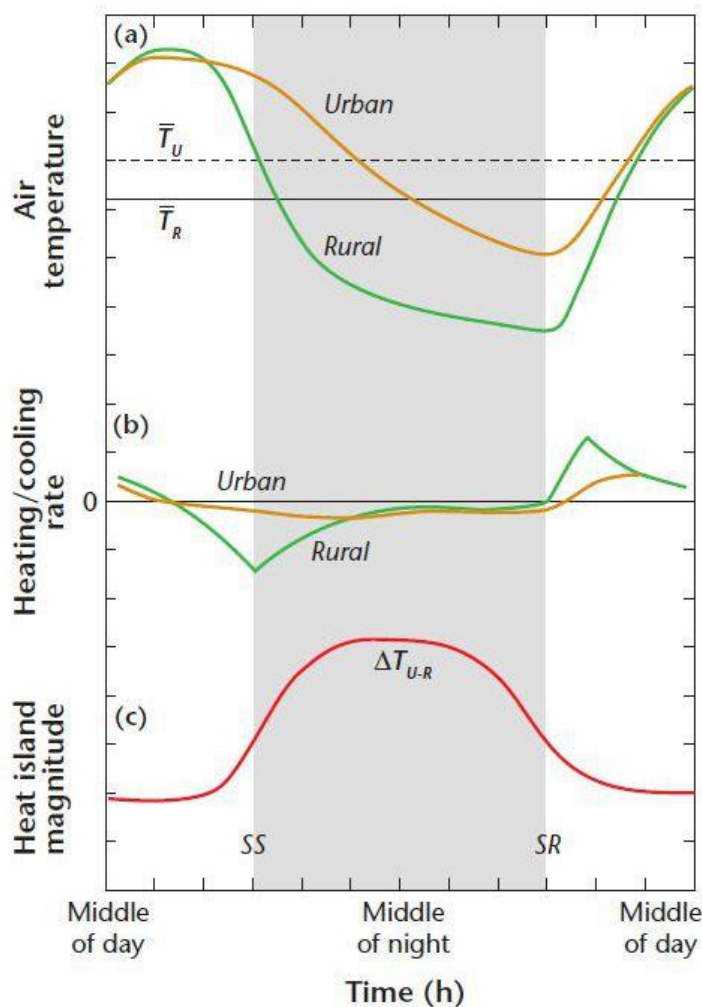
- a) zmiany charakteru powierzchni czynnej, w tym albedo, czyli zamiana terenów naturalnych lub uprawnych na intensywnie zabudowane;
- b) zmiany szorstkości aerodynamicznej terenu przez zabudowę;
- c) wzrastającej liczby mieszkańców, rozwoju przemysłu i wzrostu ruchu samochodowego, co prowadzi do wzrostu zużycia energii i emisji sztucznego ciepła i pary wodnej oraz zanieczyszczeń, a w konsekwencji do zmian składu chemicznego powietrza w mieście (Lewińska 2000).

W Krakowie modyfikacje klimatu w skali lokalnej wynikają z jednej strony z obecności terenu zurbanizowanego, a z drugiej z położenia miasta we wklęsłej formie terenu, czyli w dolinie Wisły. J. Lewińska i in. (1990) wyróżnili mezoklimat miasta jako wynik współzależności czynników naturalnych (np. formy terenu) i antropogenicznych (np. wpływu wielkości miasta, działalności przemysłowej itp.); charakteryzował się on mozaiką mikroklimatyczną (mikroklimat ulicy, parku itp.). Z tego względu, w przypadku Krakowa zasadne jest mówienie o MWC raczej jako elemencie **mezoklimatu miasta** niż elemencie klimatu lokalnego miasta. Aby bowiem w sposób kompletny badać klimat takiego miasta jak Kraków, konieczne jest uwzględnienie warunków klimatycznych jednostek otaczających miasto oraz procesów zachodzących w profilu pionowym w obrębie doliny.

Fortuniak (2003) bardziej szczegółowo niż Lewińska sformułował główne czynniki powodujące występowanie w pewnych warunkach wyższej temperatury powietrza w mieście niż poza miastem:

1. specyficzny w bilans radiacyjny miast; główny wpływ mają w tym wypadku dwa czynniki:
  - zanieczyszczenie powietrza (poprzez zwiększenie promieniowania zwrotnego atmosfery na skutek zwiększonego pochłaniania promieniowania wyemitowanego przez powierzchnię ziemi) i geometria miejskich struktur urbanistycznych (znaczna część energii wypromieniowanej przez ulice i ściany budynków jest absorbowana przez otaczające zabudowania; efekt ten jest tym silniejszy, im głębsze są kaniony uliczne);
2. zwiększona pojemność cieplna materiałów budowlanych (prowadzi ona do gromadzenia energii słonecznej dostarczanej miastu w ciągu dnia i jej oddawania w nocy);
3. antropogeniczny strumień ciepła (czyli ciepło uzyskane ze spalania paliw kopalnych);
4. zmniejszona ewapotranspiracja - mniejszy udział roślinności i odkrytego gruntu powoduje mniejsze straty ciepła na parowanie w ciągu dnia co może przyczyniać się do większego przegrzewania miasta;
5. zmniejszony turbulencyjny transport ciepła - gęsta miejska zabudowa prowadzi do zmniejszenia prędkości wiatru w warstwie dachowej, co może pociągać za sobą większe nagrzewanie powierzchni budynków i ulic w ciągu dnia; jednak większe wymieszanie atmosfery miejskiej niż pozamiejskiej jest prawdopodobnie wynikiem połączenia turbulencji mechanicznej (większa szorstkość terenu) i termicznej (przegrzanie powierzchni miejskiej względem napływającego z okolicznych terenów powietrza).

Wymienione czynniki mogą w różnym stopniu przyczyniać się do powstawania MWC. Wpływy te zależą zarówno od samej struktury miasta, cech fizycznych obszaru, na którym się ono znajduje, jak i zmieniających się warunków meteorologicznych. Typowym tego przykładem jest rola emisji ciepła sztucznego, niewielka latem, a wręcz decydująca zimą. Duża pojemność cieplna miasta odgrywa znaczną rolę w przypadku adwekcji chłodnego powietrza, lecz przy adwekcji ciepła może wpływać ujemnie na powstawanie MWC (Fortuniak 2003). Opisane czynniki tłumaczą, dlaczego MWC występuje w nocy, a jej intensywność zaczyna wzrastać po zachodzie Słońca, przy czym duże różnice temperatury występują w warunkach bezwietrznych i bezchmurnych. Przy braku dostawy promieniowania słonecznego (noc) i braku mechanicznego mieszania powietrza (cisza atmosferyczna) oraz warunkach sprzyjających intensywnemu wypromieniowaniu ciepła z podłoża (brak zachmurzenia) obszary miejskie wychładzają się wolniej niż obszary pozamiejskie. To powoduje wraz z upływem nocy wzrost różnicy temperatury między obszarem miasta i terenami pozamiejskimi. Czym wyższe zachmurzenie i/lub prędkość wiatru – tym mniejsze różnice temperatury między miastem i obszarami pozamiejskimi. Różnica temperatury powietrza między obszarem miejskim i pozamiejskim zależy od typu zabudowy miejskiej. Największe różnice są właściwe dla zwartej, wysokiej zabudowy, a najniższe dla terenów zieleni miejskiej. Rycina 3 pokazuje schemat rozwoju i zaniku MWC w warunkach bezchmurnych i bezwietrznych.



Ryc. 3. Schematy przebiegu: a. temperatury powietrza w obszarach miejskich (*urban*) i pozamiejskich (*rural*), b. tempa wzrostu lub spadku temperatury powietrza w obszarach miejskich (*urban*) i pozamiejskich (*rural*), c. intensywności MWC, od południa (*middle of day*) do północy (*middle of night*); SS – zachód Słońca, SR – wschód Słońca. Jednostki zaznaczone na osi pionowej to ok. 2 K dla temperatury powietrza i intensywności MWC oraz 2 K/h dla tempa wzrostu lub spadku temperatury (wg Oke 1982, zmienione).

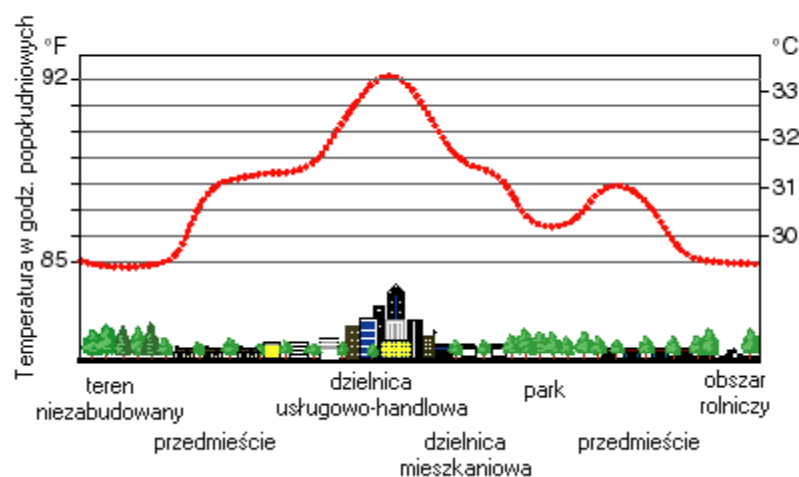
Źródło: Oke i in. 2017

MWC jest zjawiskiem dynamicznym, charakteryzującym się dużą **zmiennością dobową** i roczną (Sunborg 1950; Bornstein 1968). Parametrem charakteryzującym MWC jest jej **intensywność**, nazywana także natężeniem choć określenie to jest kwestionowane jako niepoprawne z punktu widzenia fizyki. Jest to wielkość różnicy temperatury powietrza (lub powierzchni czy gruntu) między obszarem miejskim i pozamiejskim, w danym momencie, wynikająca tylko albo głównie z różnego oddziaływania użytkowania/pokrycia terenu, a nie z np. wpływu zbiornika wodnego czy rzeźby terenu. Wymóg ten miał duże znaczenie w organizacji badań zaprezentowanych w niniejszej pracy, a opisanych w rozdziale 1.4. Największe różnice temperatury między miastem a terenem pozamiejskim obserwuje się

podczas pogodnych, bezchmurnych nocy. MWC może zatem w dzień nie występować lub mieć bardzo małą intensywność. Jest najlepiej widoczna (jako różnice w danych pomiarowych z poszczególnych punktów) w nocy i zimą lub latem (choć większość prac wskazuje na okres letni) zaś maksymalne różnice temperatury sięgają 3°C w dzień i 12°C w nocy (w zależności od wielkości miasta i warunków pogodowych) (Oke i in. 2017). Jako termin maksymalnych kontrastów termicznych między miastem a otaczającym go terenem przyjmuje się najczęściej 2–3 godz. po zachodzie Słońca (Landsberg 1981; Oke 1982). Jak podaje Fortuniak (2003) w polskich miastach dobrze rozwinięta MWC osiąga intensywność 5–8°C, maksymalnie 12°C.

Oke (1995) opisał **strukturę przestrzenną MWC** posługując się określeniami „klif”, „płaskowyż” i „szczyt”. Charakterystycznymi cechami MWC są bowiem stosunkowo duże poziome gradienty temperatury na granicy zwartej zabudowy miejskiej i obszaru pozamiejskiego, a potem w kierunku centrum miasta następuje względnie słaby wzrost temperatury, aż do maksimum w śródmieściu (ryc. 4). W zależności od prędkości wiatru obraz ten może jednak ulec pewnym modyfikacjom. Jest on bowiem przykładem tzw. uogólnionej formy miejskiej wyspy ciepła występującej podczas słabego wiatru. W warunkach pogody bezwietrznej miejska wyspa ciepła przyjmuje formę komórkową charakteryzującą się wyraźnymi ogniskami ciepła porozdzielanymi obszarami chłodnego powietrza (Kłysik 1998). Jest to wynikiem osłabienia procesów mieszania powietrza, które powodują ujednorodnienie pola temperatury.

**Wyspa ciepła nad miastem - przykładowy rozkład temperatury**



Ryc. 4. Schemat miejskiej wyspy ciepła. Czerwona linia pokazuje przykładowy rozkład przestrzenny temperatury powietrza w przekroju przez miasto otoczone terenami pozamiejskimi.

Źródło: Encyklopedia Klimatologiczna ESPERE (2023)

Aby rozpoznać i zbadać atmosferyczną MWC wykonuje się  **pomiary**  bezpośrednie z wykorzystaniem stałych punktów pomiarowych lub/i przejazdów pomiarowych, a efektem końcowym analiz jest mapa przedstawiająca izotermy lub wykresy temperatury. W przypadku stacjonarnych pomiarów naziemnych, będących także przedmiotem niniejszej pracy, zazwyczaj bada się intensywność oraz zmienność czasową MWC i jej zależność od różnych czynników, wykorzystując dane:

- 1) tylko z dwóch stacji: jednej w mieście i drugiej pozamiejskiej;
- 2) z kilku stacji: jednej pozamiejskiej i kilku lub kilkunastu w mieście, reprezentujących różne typy użytkowania ziemi;
- 3) ze stacji miejskiej i kilku lub kilkunastu stacji pozamiejskich;
- 4) ze stacji miejskiej i uśrednione dane z kilku stacji pozamiejskich;
- 5) z kilku stacji miejskich i kilku pozamiejskich, spośród których wybiera się pary stacji do porównania;
- 6) z kilku stacji miejskich i uśrednione dane z kilku stacji pozamiejskich;
- 7) uśrednione z kilku stacji miejskich i z kilku stacji pozamiejskich (Bokwa 2010).

Ponadto podejmowane są badania zróżnicowania temperatury powietrza w samym mieście, przy użyciu  **sieci pomiarowych**  i  **przejazdów pomiarowych** . Jeśli stacjonarne pomiary naziemne realizowane są w formie sieci, to rozmieszczenie punktów pomiarowych, zazwyczaj nawiązuje do różnych typów użytkowania terenu w mieście i poza miastem. C.S.B. Grimmond (2006) omówiła główne problemy związane z funkcjonowaniem sieci: wykorzystywanie punktów pomiarowych należących do różnych instytucji, zasady umieszczania czujników w terenie, jakość obsługi sprzętu, homogeniczność danych. Obecnie pomiary tego typu wykonuje się czujnikami automatycznymi. Z uwagi na dużą ilość pracy i czasu, jakiej wymagają konieczne poczynania organizacyjne i logistyczne, sieci, zwłaszcza większe, z 20 i więcej punktami, zwykle działają relatywnie krótko (do 3 lat). Nie umniejsza to jednak wartości uzyskanych wyników, ponieważ badania klimatu lokalnego zazwyczaj przeprowadza się w krótszych okresach niż standardowe badania klimatologiczne.

Jak podkreślał T.R. Oke (2004),  **lokując punkt pomiarowy**  w mieście, trzeba wziąć pod uwagę cechy: struktury zabudowy (wysokość budynków, odległości między nimi itp.), materiałów budowlanych (budynki drewniane, z cegły itp.), pokrycia terenu (beton, trawnik itd.) oraz wymiany materii i energii (antropogeniczne emisje ciepła, pary wodnej, zanieczyszczeń powietrza itp.). Na podstawie analizy tych i innych parametrów należy

wyróżnić strefy klimatu miejskiego (ang. *urban climate zones*, UCZ), o odmiennych cechach czynników klimatotwórczych w skali lokalnej. W kolejnych latach Oke i Stewart opublikowali ulepszoną wersję tego narzędzia, czyli klasyfikację LCZ (*Local Climate Zones*) (Stewart, Oke 2012). Żaden punkt w mieście nie jest reprezentatywny dla całego jego obszaru, z uwagi na bardzo zróżnicowaną mozaikę powierzchni czynnych. Mając na uwadze te wskazówki, zorganizowano badania w Krakowie, których wyniki wykorzystano w niniejszym opracowaniu.

Jeśli punkt pomiarowy ma być częścią sieci, to należy odpowiedzieć na pytanie: Czy chcemy uzyskać informacje o cechach charakterystycznych różnych stref klimatu miejskiego, czy też opracować dokładny rozkład przestrzenny temperatury w mieście? Druga opcja jest praktycznie niewykonalna, gdyż, nawet jeśli na terenie danego miasta działa sieć pomiarowa składająca się z kilkunastu lub kilkadziesiątu punktów, wykonanie wiarygodnej mapy przedstawiającej faktyczne zróżnicowanie termiczne miasta napotyka na trudności wynikające przede wszystkim ze wspomnianej mozaiki mikroklimatycznej, charakterystycznej dla obszarów zurbanizowanych. Co prawda, metodą interpolacji wykreśla się izotermy, ale są to tylko wyniki orientacyjne. *Nota bene*, dla potrzeb np. planowania przestrzennego takie wyniki są zazwyczaj wystarczające, a uzyskanie dokładniejszych rezultatów przy użyciu metod pomiarowych wiąże się z kosztami i dużym nakładem pracy, które są niewspółmierne ze znaczeniem oczekiwanych nowych informacji. M. Szymanowski (2004) zaproponował empiryczny model rozkładu temperatury powietrza w mieście, oparty na technikach statystycznych i GIS. Model ten został z powodzeniem wykorzystany do badania MWC we Wrocławiu, a jednym z założeń było nieuwzględnianie wpływu rzeźby terenu, która we Wrocławiu jest mało zróżnicowana.

T.R. Oke (2004) sugerował, że przy wyborze konkretnej lokalizacji czujnika w danej strefie klimatu miejskiego należy zwrócić uwagę, aby był to teren jak najbardziej jednorodny i typowy dla danej strefy. Czujniki nie muszą być umieszczone na standardowej wysokości 2 m n.p.g., jak to ma miejsce na stacjach meteorologicznych, lecz mogą się znajdować 3–5 m n.p.g., gdyż gradienty pionowe temperatury w tej części miejskiej warstwy dachowej wykazują małą zmienność. Ponadto istotne są względy bezpieczeństwa dotyczące utrudnienia dostępu do czujnika osobom niepowołanym. Ważne jest umieszczenie czujnika w odpowiedniej osłonie, zgodnie z ogólnymi wymogami Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO 1996). Obszar źródłowy czujnika umieszczonego wewnątrz miejskiej warstwy dachowej waha się od kilkadziesiątu metrów w warunkach równowagi chwiejnej do około 300 metrów przy równowadze stałej (Oke 2004).



**Przejazdy pomiarowe** są wykorzystywane albo jako alternatywa dla pomiarów stacjonarnych w wielu punktach, albo jako ich uzupełnienie. Metoda ta pozwala na uzyskanie w krótkim czasie danych z dużego obszaru, przy czym organizacja i metodyka pomiarów są zazwyczaj wynikiem rozwiązań autorskich z powodu braku ogólnych unormowań (Szymanowski 2004).

Badania modyfikacji temperatury powietrza pod wpływem oddziaływania obszarów zurbanizowanych położonych w terenie o **urozmaiconej rzeźbie** należą do rzadkości, a przecież rzeźba terenu jest istotnym czynnikiem modyfikującym klimat w skali lokalnej i mezoskali. Y. Goldreich (1984, 1985, 2009) dokonał przeglądu prac poświęconych tej tematyce i stwierdził, że problemów związanych z wpływem rzeźby próbuje się unikać, np. porównując stację miejską ze stacją pozamiejską położoną na zbliżonej wysokości względnej i bezwzględnej, przy czym obie stacje znajdują się zazwyczaj w dnie doliny. Ponadto podejmowano próby redukcji zmierzonych wartości temperatury do wartości temperatury potencjalnej, jednak założenie o stałym gradiencie pionowym temperatury często nie odpowiada rzeczywistym warunkom, np. związanym z inwersjami temperatury. W przypadku miast położonych w dolinach istotną rolę w modyfikacji cech MWC odgrywiają wiatry katabatyczne (czyli powolne, grawitacyjne przemieszczanie się chłodnego powietrza nocą do terenów najniżej położonych), które mogą spowodować wzrost jej zasięgu pionowego. W izraelskim mieście Beer-Szeba położenie miasta we wklęsłej formie terenu skutkuje niższymi wartościami temperatury minimalnej w obszarze miejskim (położonym niżej) niż w obszarze pozamiejskim, ale w czasie nocy latem występuje duża intensywność MWC, co można przypisać stabilnym warunkom wskutek inwersji morskiej (Saaroni, Ziv 2010). Natomiast w chińskim mieście Lanzhou położonym w dolinie największą intensywność MWC obserwuje się zimą, w czasie silnej inwersji termicznej (Li et al. 2018). Także w Stuttgarcie intensywność MWC i wewnętrzne różnice temperatury powietrza są silnie uzależnione nie tylko od mozaiki mikroklimatów, ale i topografii (Ketterer, Matzarakis 2014, 2015).

Badania MWC przeprowadzone w różnych miastach, położonych w urozmaiconej rzeźbie terenu, a podsumowane w pracy Bokwy (2010), pokazują, że w badaniach zróżnicowania temperatury powietrza w miastach położonych na obszarach o urozmaiconej rzeźbie konieczne jest rozpoznanie **rozkładu temperatury w profilu pionowym**. Stosuje się w tym celu pomiary czujnikami umieszczonymi na istniejących wieżach czy masztach lub na podobnych konstrukcjach budowanych specjalnie na potrzeby badań. Wykonuje się też sondáže atmosfery za pomocą balonów, helikopterów i samolotów oraz radiowego systemu RASS. Informacji o charakterze jakościowym dostarczają sondáže sodarowe. Wykonywanie wszelkich

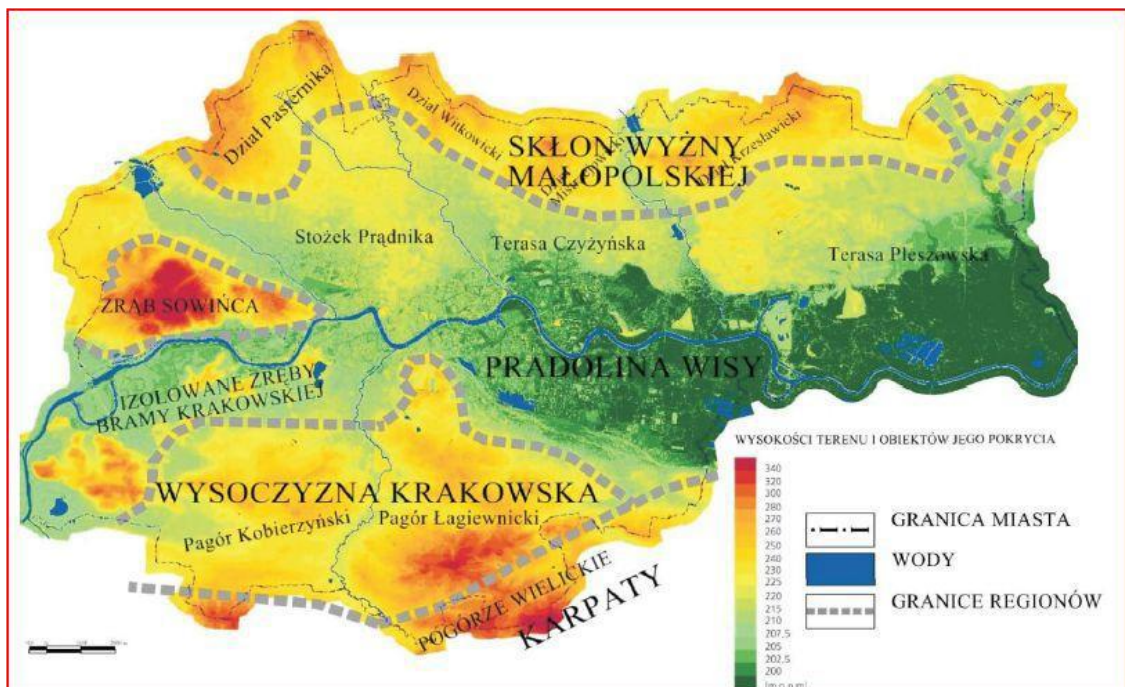
sondaży wymaga jednak dużego zaangażowania środków, jak też nakładu pracy zespołu osób, co sprawia, że pomiary takie wykonuje się stosunkowo rzadko (Szymanowski 2004). Inną metodą stosowaną do określania rozkładu temperatury w profilu pionowym jest porównywanie równoczesnych pomiarów ze stacji naziemnych rozmieszczonych w dolinie, na zboczu i na wierzchołku. Jeśli punkty pomiarowe są usytuowane w miejscach o podobnym użytkowaniu terenu, to uzyskane profile termiczne są w dużej mierze zbieżne z tymi uzyskanymi np. z sondaży balonowych (Walczewski 1994). Warto w tym miejscu podkreślić, że niezależnie od rzeźby terenu, w jakim położone jest miasto, zwykle w nocy nad obszarem zurbanizowanym rozwija się miejska warstwa graniczna o cechach izotermii lub adiabaticznego rozkładu temperatury, ponad którą znajduje się inwersja wzniesiona, podczas gdy w tym samym czasie na obszarze pozamiejskim występuje inwersja dolna (Bornstein 1968, Oke 1982, za: Godowitch i in. 1985). W miastach położonych w dolinach pojawiają się dodatkowe czynniki, np. katabatyczny spływ chłodnego powietrza nocą z otaczających zboczy, co może znacząco zmodyfikować rozkład przestrzenny temperatury powietrza (np. Kolev i in. 2000) w porównaniu z miastami usytuowanymi na terenach płaskich (np. Hildebrand, Ackerman 1984, Dupont i in. 1999).

MWC jest zjawiskiem występującym przez cały rok, zwykle niezauważanym i nie odczuwanym przez mieszkańców, natomiast może mieć znaczenie dla zdrowia i samopoczucia w czasie występowania fal upałów, kiedy w ciągu dnia temperatura powietrza przekracza 30°C. W takich ekstremalnych warunkach termicznych, wynikających zwykle z napływu tropikalnych mas powietrza, istotne jest aby w nocy temperatura powietrza spadła poniżej 20°C. W przeciwnym razie mówimy o wystąpieniu tzw. **nocy tropikalnej** a są to warunki uniemożliwiające prawidłową regenerację organizmu człowieka w naszej strefie klimatycznej. W tej sytuacji wolniejsze wychładzanie się terenów zurbanizowanych w porównaniu z terenami pozamiejskimi, czyli jedna z przyczyn powstawania MWC, jest czynnikiem niekorzystnym, gdyż może spowodować, że w mieście wystąpi noc tropikalna podczas gdy poza miastem takie zjawisko nie będzie notowane. Należy jednak zauważyć, że źródłem problemu jest występowanie fali upałów, a nie samo zjawisko MWC.

## 1.2. Środowisko przyrodnicze Krakowa i okolic

Według aktualnej regionalizacji fizycznogeograficznej (Solon i in. 2018) Kraków wraz z terenami bezpośrednio go otaczającymi jest położony w 12 mezoregionach należących do trzech różnych krain: pasa wyżyn Polski Środkowej, Karpat i pasa kotlin oddzielających

wyżyny od Karpat. Powoduje to znaczne zróżnicowanie środowiska przyrodniczego, w tym budowy geologicznej, co przekłada się na duże zróżnicowanie rzeźby terenu. K. German (2000–2001) opracowała podział województwa małopolskiego na makro- i mezoregiony fizycznogeograficzne, nawiązując do regionalizacji Kondrackiego, wykorzystanej także w pracy Solona i in. (2018). W tym podziale obszar krakowski należy do Pogórza Wielickiego, Podgórze Krakowskiego, Rowu Skawińskiego, Pomostu Krakowskiego, Obniżenia Cholerzyńskiego, Garbu Tenczyńskiego, Rowu Krzeszowickiego, Równiny Nadwiślańskiej, Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego. Natomiast w podziale geomorfologicznym (Tyczyńska 1968, 1974) na tym samym obszarze wyróżniamy: Pradolinę Wisły, Skłon Wyżyny Małopolskiej, Zrąb Sowińca, Izolowane Zręby Bramy Krakowskiej i Wysoczyznę Krakowską (ryc. 5).



Ryc. 5. Układ głównych jednostek morfostrukturalnych Krakowa (wg Tyczyńskiej) na tle rzeźby terenu

Źródło: Studium... 2015

Do tego podziału nawiązał M. Hess (1974), wyróżniając następujące regiony mezoklimatyczne na terenie Krakowa:

- I. Region dna doliny Wisły: Ia – subregion równiny niskich teras (z odmianą klimatu miejskiego), Ib – subregion równiny wyższych teras (z odmianą klimatu miejskiego),
- II. Region południowego skłonu Wyżyny Krakowskiej,
- III. Region Wysoczyzny Krakowskiej,

IV. Region Zrębu Sowińca: IVa – subregion chłodnych i wilgotnych stoków północnych, IVb – subregion ciepłych i suchych stoków południowych,

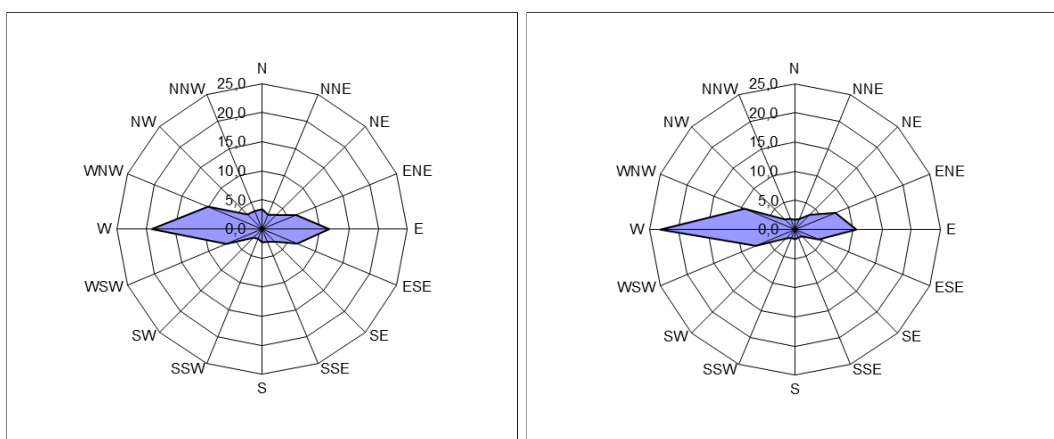
V. Region izolowanych zrębów Bramy Krakowskiej.

Stwierdził on, że rzeźba terenu ma decydujące znaczenie w kształtowaniu mezoklimatu obszaru Krakowa.

Dla interpretacji wyników badań zaprezentowanych w kolejnych rozdziałach istotne jest zróżnicowanie środowiska omawianego terenu tak na osi N-S (północ-południe), jak też W-E (zachód-wschód). W profilu N-S można mówić o równoleżnikowym układzie głównych jednostek fizycznogeograficznych. Na północy obszaru są to skłony i wierzchowiny Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego. Część środkowa to przede wszystkim dolina Wisły, płynącej przez Pomost Krakowski i Równinę Nadwiślańską, zaś na południu omawiany obszar zamykają Podgórze Krakowskie i próg Pogórza Wielickiego, zatem dolina Wisły od północy i od południa sąsiaduje z wypukłymi formami terenu. Różnica wysokości między dnem doliny a wierzchowinami sąsiednich jednostek w bezpośrednim sąsiedztwie doliny to około 100 m (gdyby brać pod uwagę całe mezoregiony, różnica ta wzrasta do 200 m). W profilu W-E istotne jest dużo większe urozmaicenie rzeźby terenu w części zachodniej omawianego obszaru niż w części wschodniej. Na zachodzie obniżenia tektoniczne (Rów Skawiński, Obniżenie Cholerzyńskie, Rów Krzeszowicki) przeplatają się ze zrębami tektonicznymi o wys. 250–350 m n.p.m. (Garb Tenczyński i izolowane zręby Pomostu Krakowskiego), a dolina Wisły tworzy przełomy i jest wąska nawet do 1 km, zaś wysokości bezwzględne nie przekraczają 220 m n.p.m. Na wschodzie natomiast (Równina Nadwiślańska) dolina Wisły z rozwiniętym systemem teras rozszerza się do około 10 km. Obszar Krakowa jest zatem ograniczony wypukłymi formami terenu od północy, zachodu i południa. Centrum Krakowa leży w znacznej części w sterasowanym dnie doliny Wisły, na wysokości około 200 m n.p.m. – w wąskiej, zachodniej części doliny i w strefie przejściowej między wąską i szeroką, wschodnią częścią doliny. Dzielnice północne położone są częściowo w mezoregionach Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Miechowskiej oraz Płaskowyżu Proszowickiego, które przy granicach miasta osiągają wysokości około 270–300 m n.p.m., dzielnice południowe wkraczają zaś na obszar mezoregionów Podgórze Krakowskie i Pogórze Wielickie, wznosząc się do wysokości średnio około 270–300 m n.p.m. (najwyższy punkt miasta jest położony na granicy Krakowa i Sygneczowa: 368 m n.p.m.) (German 2007). Większość obszaru zabudowanego Krakowa jest usytuowana w sterasowanym dnie doliny Wisły.

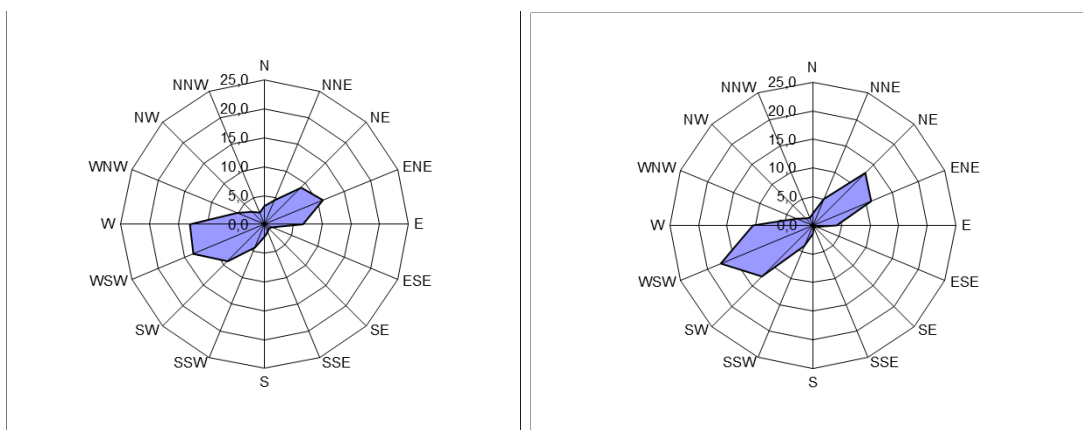
Takie położenie Krakowa jest przyczyną złego naturalnego przewietrzania miasta a zarazem powoduje, że miasto jest w sposób naturalny osłonięte od przeważających w Polsce

wiatrów zachodnich. Obszar na którym znajduje się miasto charakteryzuje zazwyczaj znacznie niższa prędkość wiatru niż tereny otaczające, położone wyżej. W Krakowie, w dolinie przeważa wiatr z kierunku zachodniego i wschodniego. Pomiar na stacjach w Balicach (stacja pozamiejska) i w Ogrodzie Botanicznym (stacja miejska) z okresu 1999-2018 wskazują, że w Ogrodzie Botanicznym w półroczu ciepłym częstość z sektora WSW-W-WNW wynosi 35,7%, zaś z sektora ENE-E-ESE 24,4% co w sumie daje 60,1%. W półroczu chłodnym wartości te wynoszą 39,7%, 22,5% i 62,2%. W Balicach w półroczu ciepłym częstość z sektora SW-WSW-W wynosi 35,4%, zaś z sektora NE-ENE-E 26,6% co w sumie daje 62,1%. W półroczu chłodnym wartości te wynoszą 40,5%, 28,1% i 68,7% (ryc. 6 i 7).



Ryc. 6. Róża wiatrów dla stacji UJ w Ogrodzie Botanicznym dla półroczia ciepłego (po lewej) i chłodnego (po prawej) w latach 1999-2018

*Źródło: Wstępne... 2019*



Ryc. 7. Róża wiatrów dla stacji w Balicach dla półroczia ciepłego (po lewej) i chłodnego (po prawej) w latach 1999-2018

*Źródło: Wstępne... 2019*

Analiza prędkości wiatru notowanej przy kierunkach tworzących opisane sektory pokazuje, że odsetek przypadków, kiedy prędkość wiatru wynosiła 1 lub 2 m·s<sup>-1</sup> (wiatr bardzo

słaby) wynosi w Ogrodzie Botanicznym w półroczu ciepłym 75,4% dla opisanego powyżej sektora zachodniego i 75,1% dla sektora wschodniego. W półroczu chłodnym wartości te wynoszą 63,0% i 73,2%. Kolejny przedział prędkości (3 i 4 m·s<sup>-1</sup>, wiatr słaby) stanowi odpowiednio: 22,5%, 23,2%, 30,3% i 23,4% co oznacza, że w centrum Krakowa wiatr wieje najczęściej z sektora zachodniego lub wschodniego (ponad 60% przypadków) i przy tych kierunkach osiąga zazwyczaj prędkość do 4 m·s<sup>-1</sup> (ponad 93% przypadków). W Balicach wszystkie trzy rozpatrywane przedziały wartości (1-2, 3-4 i 5-7 m·s<sup>-1</sup>) mają porównywalny udział. Przy wartości 4 m·s<sup>-1</sup> skokowo wzrasta turbulencja, a np. mgły radiacyjne tworzą się tylko w warunkach, kiedy prędkość wiatru nie przekracza tej wartości. Odsetek cisz atmosferycznych (czyli sytuacji kiedy prędkość wiatru wynosi 0 m·s<sup>-1</sup>) w Ogrodzie Botanicznym to 11,8% w półroczu ciepłym i 17,6% w półroczu chłodnym. W Balicach to 9,5% i 11,1%. Dane te pokazują, że zabudowa i rozbudowa miasta ma negatywny wpływ na warunki przepływu mas powietrza; zagęszczenie i podwyższenie zabudowy na dużych obszarach powoduje spadek prędkości wiatru w warstwie przyziemnej. W przypadku Krakowa efekt ten nakłada się na już bardzo negatywne warunki anemometryczne, związane z położeniem miasta w określonych warunkach środowiska przyrodniczego (Wstępne... 2019).

Kolejnym elementem klimatu lokalnego, który jest znacząco modyfikowany przez rzeźbę terenu jest temperatura powietrza. Choć Kraków nie jest położony w górach to doświadcza zjawisk charakterystycznych dla gór jak inwersje termiczne (czyli sytuacje kiedy wraz z wysokością temperatura powietrza wzrasta zamiast spadać) i katabatyczne spływy powietrza (czyli powolne, grawitacyjne przemieszczanie się chłodnego powietrza nocą do terenów najniżej położonych), prowadzące do tworzenia się zastoisk chłodnego powietrza w dnie doliny Wisły w terenach pozamiejskich sąsiadujących z Krakowem. Ponadto do Krakowa dociera wpływ wiatru halnego, czyli wiatru lokalnego, ciepłego, suchego i silnego, powstającego w Tatrach. Położenie Krakowa sprzyja tworzeniu się termicznych warstw hamujących, powstających na skutek inwersji temperatury powietrza lub izotermii. Powodują one osłabienie lub zanik ruchów wstępujących powietrza, co m.in. utrudnia rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń i prowadzi do znacznego wzrostu ich koncentracji. Położenie Krakowa we wklęsłej formie terenu powoduje, że zjawiska MWC nie można badać w tym mieście w taki sam sposób jak w miastach położonych na terenach o mało urozmaiconej rzeźbie terenu. Z tego powodu została opracowana koncepcja miejskiej wyspy ciepła modyfikowanej przez rzeźbę terenu (Bokwa 2010, Bokwa i in. 2015). W koncepcji tej miasto jest podzielone na dwie strefy wysokościowe, w których znajdują się tereny zabudowane: od dna doliny do ok. 50 m ponad dnem doliny i tereny położone powyżej. W każdej strefie temperatura powietrza na terenie

zabudowanym jest porównywana z temperaturą poza miastem według wskazań punktów pomiarowych znajdujących się w tej samej strefie wysokościowej, aby oba czujniki podlegały tym samym naturalnym procesom kształtującym temperaturę, które są zróżnicowane w profilu pionowym (inwersja temperatury, spływy katabatyczne itp.). Szczegóły są przedstawione w rozdz. 1.4 i części 2 niniejszego opracowania.

Warunki termiczne są powiązane z warunkami wilgotnościowymi, a tworzenie się zastoisk chłodnego powietrza sprzyja powstawaniu mgieł. Kolejnym ważnym elementem klimatu są opady, które w Krakowie wykazują duże zróżnicowanie przestrzenne, spowodowane oddziaływaniem wypukłych form terenu jako barier orograficznych dla przemieszczających się mas powietrza, co ponownie przywodzi na myśl wspomniane podobieństwo do obszarów górskich. Roczne sumy opadów są najwyższe w południowej części miasta (ok. 700 mm/rok), gdzie próg Pogórza Wielickiego tworzy barierę orograficzną dla napływających z zachodu i północy mas powietrza. W centrum miasta sumy te wynoszą ok. 650 mm/rok, a we wschodniej części miasta zaledwie ok. 550 mm/rok. Północna część miasta znajduje się w tzw. cieniu opadowym co wynika z osłaniającego oddziaływania skłonu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Bokwa, Skowera 2008, 2009).






Wpływ rzeźby terenu na klimat miasta jest zagadnieniem stosunkowo słabo zbadanym. Natomiast **podłoże geologiczne** jest zupełnie ignorowane w badaniach klimatu miasta, gdyż uważa się je za znacznie mniej istotne od użytkowania terenu. Warto jednak zwrócić uwagę, że w środkowej części obszaru krakowskiego w podłożu występują ropy mioceny, zaś izolowane zręby tektoniczne, stanowiące założenia wzniesień, podobnie jak Wyżyna Krakowska zbudowane są z wapieni jurajskich (miejscami kredowych). Wzniesienia Wyżyny Miechowskiej tworzy głównie opoka kredowa, podobnie jak Płaskowyż Proszowicki. Podgórze Krakowskie powstało ze sfałdowanych utworów mioceny (głównie ropy), a Pogórze Wielickie ze sfałdowanych skał fliszowych. Na całym tym obszarze występują również utwory czwartorzędowe przykrywające (choć nie na całej powierzchni) wymienione starsze osady. Wśród nich na uwagę zasługują plejstoceny fluwioglacjalne piaski, żwiry oraz późnoplejstoceny lessy. Wśród utworów holoceny należy wymienić osady aluwialne Wisły i jej dopływów, osady podstokowe oraz osady organiczne (torfy) w znacznym już stopniu przekształcone w wyniku osuszenia obniżen (German 2000–2001). Ta mozaika geologiczna podłoża przekłada się na zróżnicowanie **pokrywy glebowej**. Według S. Skiby i in. (2008) na obszarach zabudowanych dominują gleby antropogeniczne (Anthrosols, w tym: gleby urbanoziemne (Urbisols), ogrodowe (Hortisols) i gleby zmienione przez przemysł (Technosols). Na północ i północny wschód od kombinatu metalurgicznego w Nowej Hucie,






na Płaskowyżu Proszowickim występują głównie czarnoziemy typowe (Haplic Chernozems), zaś na południe i południowy wschód od kombinatu, na Równinie Nadwiślańskiej – gleby aluwialne: mady właściwe (Haplic Fluvisols) i mady brunatne (Cambic Fluvisols). Na północnych obrzeżach miasta, na skłonie Wyżyny Krakowskiej i Wyżyny Miechowskiej, występują głównie gleby brunatnoziemne: gleby brunatne właściwe i wylugowane (Eutric Cambisols), wykształcone na pyłowych utworach lessowych, oraz gleby brunatne deluwialne (Fluvic Cambisols). Natomiast w południowej części miasta, na Podgórzu Krakowskim i Pogórzu Wielickim, przeważają gleby płowe typowe, zaciekowe i opadowo-glejowe (Luvisols – Haplic, Glossic, Albeluvic, Stagnic), wykształcone na utworach lessopodobnych, oraz gleby brunatne kwaśne (Dystric Cambisols), wykształcone na utworach fluwioglacjalnych. Poza tym na zachód od doliny Wilgi znajduje się obszar występowania powstałych na łałach mioceńskich gleb czarnoziemnych: czarnych ziem (Mollic Gleysols) oraz gleb brunatnych właściwych oglejonych (Eutri-Gleyic Cambisols). W zachodniej części miasta, na Zrębie Sowińca i w Mydlnikach, podobnie jak na Podgórzu Krakowskim i Pogórzu Wielickim, przeważają gleby płowe typowe, zaciekowe i opadowo-glejowe (Luvisols – Haplic, Glossic, Albeluvic, Stagnic), zaś na izolowanych skałkach – należące do gleb inicjalnych i słabo ukształtowanych (Leptosols): rędziny właściwe i rędziny brunatne (Rendzic Leptosols, Calcaric Leptosols), a także głębsze gleby bielicoziemne: bielice i gleby rdzawe (Podzols, Brunic Arenosols), wykształcone na piaskach fluwioglacjalnych, oraz nalessowe gleby płowe typowe, zaciekowe i opadowo-glejowe (Luvisols – Haplic, Glossic, Albeluvic, Stagnic). Również w zachodniej części miasta, na terenach sąsiadujących bezpośrednio z korytem Wisły, znajdują się duże obszary gleb hydrogeniczných: murszastych i murszowatych (Histic Arenosols) oraz gleb organicznych (Histosols): torfowych i murszowych. W dolinach dopływów Wisły dominują gleby aluwialne: mady właściwe (Haplic Fluvisols) oraz – na wyższych terasach – mady brunatne (Cambic Fluvisols). Duże zróżnicowanie pokrywy glebowej, jak też występowanie wychodni skał węglanowych w wielu miejscach omawianego terenu może powodować znaczące modyfikacje poszczególnych składników bilansu cieplnego i w ten sposób wpływać na zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza, zwłaszcza na obszarach pozamiejskich, stanowiących tło porównawcze dla pomiarów w mieście. Opracowania zdjęć satelitarnych, pokazujące rozkład przestrzenny temperatury podłoża w Krakowie i okolicy, wskazują, że poza Krakowem, na obszarach rolniczych, temperatura podłoża może być równie wysoka jak w śródmieściu czy na terenie kombinatu nowohuckiego (Walawender, Hajto 2009).

Dla kształtowania się MWC równie ważne jak warunki naturalne jest **użytkowanie/pokrycie terenu**. Można je określać posługując się różnymi klasyfikacjami








i źródłami danych, ale w badaniach klimatu miasta, a zwłaszcza zjawiska MWC wykorzystywana jest klasyfikacja *Local Climate Zones* (strefy klimatu lokalnego), autorstwa Stewarta i Oke'a (2012). W klasyfikacji tej wyróżniono różne typy pokrycia/użytkowania terenu, osobno dla obszarów zurbanizowanych i pozamiejskich. Klasy dla obszarów zurbanizowanych oznaczone są od LCZ 1 do LCZ 10, zaś dla obszarów pozamiejskich – od A do G (ryc. 8). Dla każdego LCZ opracowano zakres wielu parametrów charakteryzujących ich własności fizyczne mające wpływ na elementy meteorologiczne (tab. 1 i 2). Jak dotąd brak w polskiej literaturze naukowej polskiej wersji tej klasyfikacji, zatem autorzy niniejszego opracowania zaproponowali własne tłumaczenie nazw poszczególnych klas oraz ich objaśnień. Pozostawiono jednak objaśnienia oryginalne, aby umożliwić Czytelnikowi pełne zapoznanie się z intencjami Autorów tej klasyfikacji (patrz załączniki).

<b>Strefy klimatu lokalnego (Local Climate Zones) w obszarach zabudowanych</b>		
<b>Nazwa angielska i symbol graficzny</b>	<b>Nazwa polska</b>	<b>Definicja</b>
1. Compact high-rise 	Zwarta zabudowa wysoka	Teren gęsto zabudowany budynkami o kilkudziesięciu piętrach. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Podłoże w większości pokryte sztucznymi nawierzchniami. Obiekty zbudowane z betonu, stali, kamienia i szkła.
2. Compact midrise 	Zwarta zabudowa średniej wysokości	Teren gęsto zabudowany budynkami o wysokości 3-9 pięter. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Podłoże w większości pokryte sztucznymi nawierzchniami. Obiekty zbudowane z kamienia, cegły, wielkiej płyty i betonu.
3. Compact low-rise 	Niska zwarta zabudowa	Teren gęsto zabudowany budynkami o wysokości 1-3 pięter. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Podłoże w większości pokryte sztucznymi nawierzchniami. Obiekty zbudowane z kamienia, cegły, wielkiej płyty i betonu.
4. Open high-rise 	Wysoka zabudowa osiedlowa	Otwarty układ budynków o wysokości kilkudziesięciu pięter. Przewaga terenów o podłożu przepuszczalnym dla wody (roślinność niska i pojedyncze drzewa). Obiekty zbudowane z betonu, stali, kamienia i szkła.
5. Open midrise 	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości	Otwarty układ budynków o wysokości 3-9 pięter. Przewaga terenów o podłożu przepuszczalnym dla wody (roślinność niska i pojedyncze drzewa). Obiekty

		zbudowane z betonu, stali, kamienia i szkła.
6. Open low-rise 	Niska zabudowa osiedlowa	Otwarty układ budynków o wysokości 1-3 pięter. Przewaga terenów o podłożu przepuszczalnym dla wody (roślinność niska i pojedyncze drzewa). Obiekty zbudowane z drewna, cegły, wielkiej płyty i betonu.
7. Lightweight low-rise 	Niska zabudowa nietrwała	Gęsta zabudowa budynkami parterowymi. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Podłoże utwardzone. Obiekty zbudowane z drewna, słomy, blachy falistej.
8. Large low-rise 	Niska zabudowa wielkopowierzchniowa	Otwarty układ budynków o wysokości 1-3 pięter. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Podłoże prawie całkowicie wybrukowane. Obiekty zbudowane z stali, betonu, metalu i kamienia.
9. Sparsely built 	Zabudowa rozproszona	Zabudowa rozproszona składająca się z małych lub średnich rozmiarów budynków w naturalnym otoczeniu. Przewaga terenów o podłożu przepuszczalnym dla wody (roślinność niska i pojedyncze drzewa).
10. Heavy industry 	Zabudowa przemysłowa	Niskie i średniej wysokości budynki przemysłowe (wieże, zbiorniki, kominy). Powierzchnia terenu wybrukowana lub utwardzona. Obiekty zbudowane z metali, stali, betonu.

### **Strefy klimatu lokalnego (Local Climate Zones) w obszarach niezabudowanych**

<b>Nazwa angielska i symbol graficzny</b>	<b>Nazwa polska</b>	<b>Definicja</b>
A. Dense trees 	Obszar gęsto zadrzewiony	Obszar gęsto zadrzewiony drzewami liściastymi lub iglastymi. Prawie całe podłoże przepuszczalne dla wody (pokryte niską roślinnością rosnącą pod drzewami). Funkcja terenu to las, uprawa leśna lub park miejski.
B. Scattered trees 	Obszar z pojedynczymi drzewami	Obszar słabo zadrzewiony drzewami liściastymi lub iglastymi. Prawie całe podłoże przepuszczalne dla wody (pokryte niską roślinnością). Funkcja terenu to las, uprawa leśna lub park miejski.
C. Bush, scrub 	Obszar porośnięty przez roślinność krzewiastą	Obszar nieregularnie pokryty krzewami i niskimi drzewami. Prawie całe podłoże przepuszczalne dla wody (nagi grunt lub piasek). Funkcja terenu to naturalne zakrzaczenia lub uprawy rolne.

<p>D. Low plants</p> 	<p>Obszar porośnięty przez roślinność niską</p>	<p>Jednostajny krajobraz terenu porośniętego trawą lub uprawami np. zbóż. Brak drzew albo nieliczne drzewa. Funkcja terenu to dzikie łąki, tereny rolnicze lub park miejski.</p>
<p>E. Bare rock or paved</p> 	<p>Obszar o podłożu z nagich skał albo o sztucznej powierzchni</p>	<p>Jednostajny krajobraz terenu pokrytego nagimi skałami lub powierzchniami wybrukowanymi. Brak roślinności niskiej i drzew albo nieliczne drzewa. Funkcja terenu to obszary pustyni skalistej lub wykorzystywane na potrzeby transportu.</p>
<p>F. Bare soil or sand</p> 	<p>Nagi grunt lub piasek</p>	<p>Jednostajny krajobraz terenu z nagim gruntem lub pokrytego piaskiem. Brak roślinności niskiej i drzew albo nieliczne drzewa. Funkcja terenu to obszary pustyni albo tereny rolne.</p>
<p>G. Water</p> 	<p>Wody</p>	<p>Duże tereny wodne jak morza i jeziora lub małe tereny wodne jak rzeki, sztuczne zbiorniki lub laguny.</p>

Ryc. 8. Podstawowe cechy zabudowy i użytkowania terenu w poszczególnych strefach klimatu lokalnego (Local Climate Zones). Zmienne, tymczasowe cechy podłoża, które zmieniają się znacząco w zależności od warunków pogodowych, zabiegów agrotechnicznych i pór roku to (podane oznaczenia literowe można łączyć z opisanymi w tabeli typami LCZ dla lepszej ich charakterystyki): b – brak ulistnienia na terenach porośniętych lasami liściastymi zimą, co obniża albedo terenu i zwiększa współczynnik odsłonięcia nieba; s – występowanie pokrywy śnieżnej o grubości powyżej 10 cm co zwiększa albedo i obniża admitancję; d – przesuszona gleba: niska admitancja (patrz objaśnienia pod tab. 2), wysoki stosunek Bowena (stosunek wielkości strumienia ciepła odczuwalnego do ciepła utajonego), zwiększone albedo (patrz objaśnienia pod tab. 2); w – gleba wysycona wodą, wysoka admitancja, niski stosunek Bowena, obniżone albedo. Opracowane na podstawie Stewart, Oke (2012).

Tab. 1. Zakresy wartości SVF, współczynnika proporcji, odsetka terenów zabudowanych, nieprzepuszczalnych i przepuszczalnych dla wody, wysokości elementów szorstkości aerodynamicznej i klasy szorstkości aerodynamicznej terenu dla poszczególnych klas LCZ.

<b>Strefa klimatu lokalnego (LCZ)</b>	<b>SVF</b>	<b>Wsp. propor.</b>	<b>% ter. zabud.</b>	<b>% ter. nieprzep.</b>	<b>% ter. przep.</b>	<b>Wys. e. sz.</b>	<b>Klasa szorst. aerod. terenu</b>
LCZ 1: Zwarta zabudowa wysoka	0,2-0,4	>2	40-60	40-60	<10	>25	8
LCZ 2: Zwarta zabudowa średniej wysokości	0,3-0,6	0,75-2	40-70	30-50	<20	10-25	6-7
LCZ 3: Niska zwarta zabudowa	0,2-0,6	0,75-1,5	40-70	20-50	<30	3-10	6
LCZ 4: Wysoka zabudowa osiedlowa	0,5-0,7	0,75-1,25	20-40	30-40	30-40	>25	7-8
LCZ 5: Zabudowa osiedlowa średniej wysokości	0,5-0,8	0,3-0,75	20-40	30-50	20-40	10-25	5-6
LCZ 6: Niska zabudowa osiedlowa	0,6-0,9	0,3-0,75	20-40	20-50	30-60	3-10	5-6
LCZ 7: Niska zabudowa nietrwała	0,2-0,5	1-2	60-90	<20	<30	2-4	4-5
LCZ 8: Niska zabudowa wielkopowierzchniowa	>0,7	0,1-0,3	30-50	40-50	<20	3-10	5
LCZ 9: Zabudowa rozproszona	>0,8	0,1-0,25	10-20	<20	60-80	3-10	5-6
LCZ 10: Zabudowa przemysłowa	0,6-0,9	0,2-0,5	20-30	20-40	40-50	5-15	5-6
LCZ A: Obszar gęsto zadrzewiony	<0,4	>1	<10	<10	>90	3-30	8
LCZ B: Obszar z pojedynczymi drzewami	0,5-0,8	0,25-0,75	<10	<10	>90	3-15	5-6
LCZ C: Obszar porośnięty przez roślinność krzewiastą	0,7-0,9	0,25-1,0	<10	<10	>90	<2	4-5
LCZ D: Obszar porośnięty przez roślinność niską	>0,9	<0,1	<10	<10	>90	<1	3-4
LCZ E: Obszar o podłożu z nagich skał albo o sztucznej powierzchni	>0,9	<0,1	<10	<10	>90	<0,25	1-2
LCZ F: Nagi grunt lub piasek	>0,9	<0,1	<10	<10	>90	<0,25	1-2
LCZ G: Wody	>0,9	<0,1	<10	<10	>90	-	1

Objaśnienia: **SVF** – stopień zasłonięcia nieba (Sky View Factor); odsetek powierzchni nieboskłonu widoczny z ziemi w danym punkcie, nie zasłonięty przez budynki, drzewa, góry itp.; **Wsp. propor.** - współczynnik proporcji: średni stosunek wysokości budynków po obu stronach ulicy do jej szerokości, dla LCZ 1-7 dotyczy wymiarów tzw. kanionów miejskich, dla LCZ 8-10 średniej odległości między budynkami, dla LCZ A-G średniej odległości między drzewami; **% ter. zabud.** – odsetek terenów zabudowanych: stosunek powierzchni rzutu budynków na plan do powierzchni całkowitej danego obszaru; **% ter. nieprzep.** – odsetek terenów nieprzepuszczalnych dla wody: stosunek powierzchni terenów zabrukowanych lub z pokrywą skalną na powierzchni ziemi do powierzchni całkowitej danego obszaru; **% ter. przep.** - odsetek terenów przepuszczalnych dla wody: stosunek powierzchni terenów z nagą glebą, roślinnością lub terenów wodnych do powierzchni całkowitej danego obszaru; **Wys. e. sz.** – wysokość elementów szorstkości aerodynamicznej terenu: średnia wysokość budynków (dla LCZ 1-10) lub drzew i innych roślin (dla LCZ A-F), wyrażone w metrach; **Klasa**

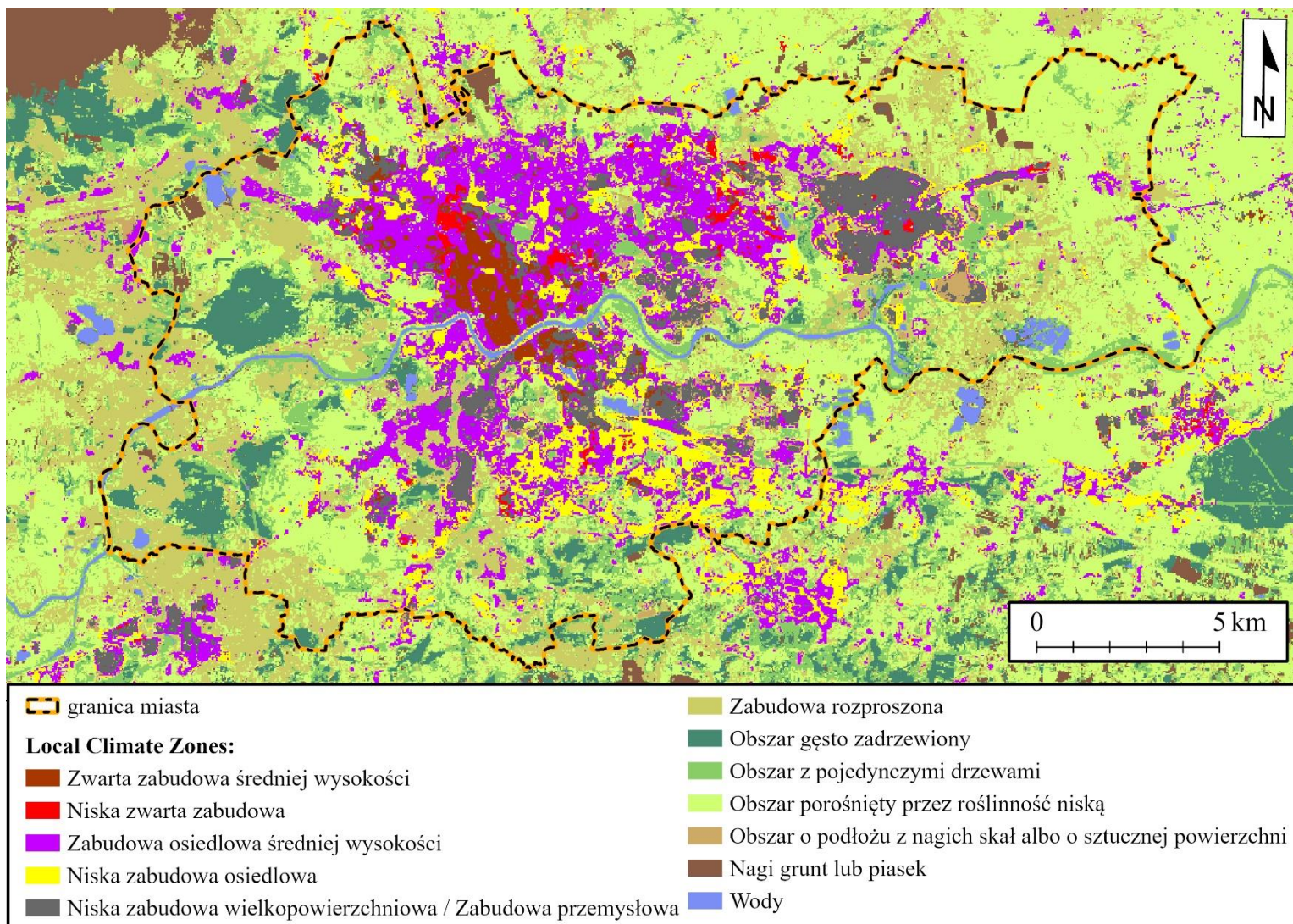
**szorstk. aerodyn. terenu** - klasy szorstkości aerodynamicznej terenu dla poszczególnych LCZ, wg Davenport i in. (2000); patrz załącznik 4. Opracowano na podstawie Stewart, Oke (2012).

Tab. 2. Zakres wartości admitancji, albedo i emisji ciepła antropogenicznego dla poszczególnych LCZ.

Strefa klimatu lokalnego (LCZ)	Admitancja powierzchni	Albedo powierzchni	Emisja ciepła antropogenicznego
LCZ 1: Zwarta zabudowa wysoka	1500-1800	0,10-0,20	50-300
LCZ 2: Zwarta zabudowa średniej wysokości	1500-2200	0,10-0,20	<75
LCZ 3: Niska zwarta zabudowa	1200-1800	0,10-0,20	<75
LCZ 4: Wysoka zabudowa osiedlowa	1400-1800	0,12-0,25	<50
LCZ 5: Zabudowa osiedlowa średniej wysokości	1400-2000	0,12-0,25	<25
LCZ 6: Niska zabudowa osiedlowa	1200-1800	0,12-0,25	<25
LCZ 7: Niska zabudowa nietrwała	800-1500	0,15-0,35	<35
LCZ 8: Niska zabudowa wielkopowierzchniowa	1200-1800	0,15-0,25	<50
LCZ 9: Zabudowa rozproszona	1000-1800	0,12-0,25	<10
LCZ 10: Zabudowa przemysłowa	1000-2500	0,12-0,20	>300
LCZ A: Obszar gęsto zadrzewiony	Nieznana	0,10-0,20	0
LCZ B: Obszar z pojedynczymi drzewami	1000-1800	0,15-0,25	0
LCZ C: Obszar porośnięty przez roślinność krzewiastą	700-1500	0,15-0,30	0
LCZ D: Obszar porośnięty przez roślinność niską	1200-1600	0,15-0,25	0
LCZ E: Obszar o podłożu z nagich skał albo o sztucznej powierzchni	1200-2500	0,15-0,30	0
LCZ F: Nagi grunt lub piasek	600-1400	0,20-0,35	0
LCZ G: Wody	1500	0,02-0,10	0

Objaśnienia: **admitancja powierzchni** – zdolność danej powierzchni do pochłaniania i emitowania ciepła, wyrażana w  $J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1/2} \cdot K^{-1}$ ; jest silnie zależna od wilgotności podłoża i gęstości materiału stanowiącego podłoże. W literaturze jest dostępne niewiele szacunków admitancji w skali lokalnej, wartości podane w tabeli są subiektywnymi szacunkami autorów koncepcji LCZ i powinny być traktowane z należyтым marginesem błędu. W przypadku LCZ A nie można zdefiniować powierzchni i dlatego admitancja jest nieznana. **Albedo powierzchni** – stosunek ilości promieniowania słonecznego odbitego przez daną powierzchnię do ilości promieniowania padającego na daną powierzchnię, jest silnie zależne od koloru, wilgotności i szorstkości aerodynamicznej danej powierzchni. **Emisja ciepła antropogenicznego** – średni roczny strumień ciepła, wyrażony w  $W \cdot m^{-2}$ , pochodzący ze spalania paliw i różnych działań realizowanych w mieście (np. transport, ogrzewanie i klimatyzowanie pomieszczeń, produkcja przemysłowa, metabolizm organizmu ludzkiego). Jest silnie zależna od szerokości geograficznej, pory roku i gęstości zaludnienia. Opracowano na podstawie Stewart, Oke (2012)

Teren Krakowa można zaklasyfikować do 12 z 17 klas LCZ. Na obszarze miasta znajdują się tereny o gęstej zabudowie („compact”) i o różnej wysokości („midrise”, „low-rise”) (*compact midrise, compact low-rise*), obszary o nieco mniej zwartej zabudowie i różnej wysokości (*open midrise, open low-rise*), obszary przemysłowe (*heavy industry*) oraz obszary o podmiejskim charakterze zabudowy (*sparsely built*). Oprócz tego można teren Krakowa sklasyfikować jako obszary o różnych typach zieleni (*dense trees, scattered trees, low plants*), tereny o odkrytej pokrywie glebowej lub skalnej (*bare rock or paved, bare soil or sand*) oraz wody (*water*) (ryc. 9).



Ryc. 9. Klasy stref klimatu lokalnego (*Local Climate Zones*) na obszarze Krakowa

Źródło: Bokwa i in. 2018, zmienione

### 1.3. Przegląd literatury

Pomiary meteorologiczne zostały zapoczątkowane w Krakowie w 1792 r., w Ogrodzie Botanicznym (czyli w obszarze wtedy pozamiejskim), w ówczesnym Obserwatorium Astronomicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego, gdzie do dziś działa Stacja Klimatologiczna Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ (IGiGP UJ). Dzięki temu dla Krakowa posiadamy jedną z najdłuższych serii pomiarowych w Polsce i Europie. Dane te były wykorzystywane do licznych opracowań, w tym tych dotyczących klimatu miasta, omówionych w pracach Bokwy (2010, 2019). M. Hess (1967) opracował m.in. warunki termiczne Krakowa w latach 1780–1963, posługując się jedynie wynikami pomiarów ze Stacji Klimatologicznej UJ w Ogrodzie Botanicznym, znajdującej się aktualnie w centrum miasta, traktując całą serię pomiarową jako jednorodną; nie brał pod uwagę wpływu rozwoju miasta na pomiary temperatury prowadzone na tej stacji. Zróżnicowanie przestrzenne warunków klimatycznych na terenie miasta uważał za niezmiennie i możliwe do określenia za pomocą swojej metody wypracowanej dla wyróżniania pięter klimatycznych w polskich Karpatach Zachodnich (Hess 1965). Wiekowe zmiany poszczególnych elementów klimatycznych dokumentują wielkoskalowe zmiany i wahania klimatu w Polsce południowej, nie zaś wpływ miasta na klimat lokalny; o tym pozwalają wnioskować jedynie porównania dla wymienionych powyżej elementów ze stacjami pozamiejskimi, ale położonymi relatywnie blisko miasta, lub porównania ze stacji położonych w różnych częściach miasta. Dyskusyjne wydaje się także założenie o niezmienności struktury przestrzennej klimatu miasta. Ponadto zastosowanie metody wypracowanej dla wyróżniania pięter klimatycznych w polskich Karpatach Zachodnich do badania zróżnicowania klimatu lokalnego Krakowa jest zwłaszcza obecnie nieuzasadnione, gdyż metoda ta nie uwzględnia ani występowania inwersji temperatury, ani modyfikującego temperaturę wpływu zabudowy. Warto w tym miejscu zaznaczyć, że w czasach, kiedy powstawały wspomniane opracowania wiele terenów należących do Krakowa, które obecnie są zabudowane, było terenami wiejskimi. Wielu autorów ukazywało warunki klimatyczne na terenie miasta, biorąc pod uwagę głównie pomiary ze stacji w Ogrodzie Botanicznym i uznając ją za punkt pomiarowy reprezentatywny dla całego miasta. Tymczasem J. Lewińska i in. (1982) stwierdzili, że z punktu widzenia badania klimatu miasta stacja ta reprezentuje jedynie warunki parku śródmiejskiego. W przypadku badania takich elementów, jak zachmurzenie, usłonecznienie czy natężenie promieniowania słonecznego dane z Ogródu Botanicznego można rzeczywiście uznać za reprezentatywne w znacznym stopniu dla śródmieścia Krakowa, ale już w przypadku np. temperatury i wilgotności powietrza takie założenie może budzić wątpliwości. Średnia roczna temperatura powietrza w Krakowie w latach 1970–2000 (pomiary w Ogrodzie



Botanicznym, Stacja Historyczna) systematycznie wzrastała, podczas gdy np. dla zachmurzenia czy opadów nie obserwowano tak wyraźnego trendu. W latach 1901–2000 najcieplejszy był rok 2000 z temperaturą 11,0°C. Wzrastała głównie temperatura zim, podczas gdy temperatura lata miała nawet tendencję spadkową (Matuszko i in. 2001, 2003, 2004). Średnia temperatura stycznia w latach 1792–1995 wzrosła o 3,4°C, podczas gdy średnia temperatura roczna o 1,1°C (Obrębska-Starkłowa i in. 1997, Trepieńska 1996). Średnia roczna amplituda temperatury powietrza na stacji w Ogrodzie Botanicznym w latach 1963–1992 wynosiła 23,2°C i była o 0,5°C mniejsza w porównaniu z wartością z lat 1826–1984. W ciągu 130 lat (1863–1992) średnia roczna amplituda malała o 1°C na 100 lat (Obrębska-Starkłowa i in. 1994). O ile na początku XX w. średnia roczna temperatura powietrza w Krakowie wynosiła ok. 8°C, to w drugiej dekadzie XXI w. było to już ok. 11°C (Matuszko, Piotrowicz 2018). W Krakowie noce tropikalne najczęściej występują w zwartej zabudowie śródmiejskiej, w innych typach zabudowy w dolinie jest ich o około 25% mniej, a w obszarach zabudowanych położonych 50 m ponad dnem doliny jest to około 50-75% mniej niż w śródmieściu (Bokwa, Limanówka 2014). Opracowanie dotyczące prognoz wzrostu obciążenia miasta ciepłem w kolejnych dekadach (Bokwa i in. 2018, 2019) pokazało, że w zależności od tego jak intensywnie będzie przebiegał dalszy wzrost temperatury globalnej, Kraków prawdopodobnie będzie doświadczał pod koniec XXI w. od 20 do 50 więcej dni gorących (czyli z maksymalną dobową temperaturą powyżej 25°C) rocznie niż w wieloletnim okresie 1971–2000, kiedy było to ok. 60 dni. Opracowanie to pokazało także, że wklęsłe formy terenu, w których znajduje się zabudowa miejska są najbardziej narażone na występowanie wysokich wartości temperatury maksymalnej i liczba dni gorących jest tam znacząco większa niż na wypukłych formach terenu. Jest to zjawisko znane z obszarów górskich, gdzie w dnach dolin obserwuje się najniższe temperatury minimalne i najwyższe maksymalne w porównaniu z pozostałymi terenami w profilu pionowym.

Podjęmowano liczne próby **badania MWC** w Krakowie. Od czasu opublikowania przez M. Hessa wspomnianych prac dotyczących klimatu Krakowa ukazała się tylko jedna pozycja traktująca kompleksowo o mezoklimacie tego miasta, a mianowicie opracowanie J. Lewińskiej i in. (1982). Zostało ono wykonane w okresie najintensywniejszego rozwoju przemysłu ciężkiego, kiedy to niektóre czynniki kształtujące klimat lokalny miasta były znacząco odmienne niż obecnie; niestety, w późniejszych latach badania takie nie były kontynuowane. Na podstawie trzyletniej (10.1975–09.1978 r.) serii pomiarów w 18 punktach rozmieszczonych na terenie Krakowa oraz obszarach sąsiednich określono zróżnicowanie

przestrzenne i czasowe temperatury oraz wilgotności powietrza, wiatru, ochładzania, a także zanieczyszczenia powietrza. Wykorzystano także wyniki pomiarów aktynometrycznych ze stacji UJ w Ogrodzie Botanicznym (1976–1978) i opadów atmosferycznych z lat 1951–1960 (Lewińska 1967). Dziś prace te mają charakter głównie historyczny, jako dokumentacja warunków klimatycznych Krakowa sprzed kilkudziesięciu lat, natomiast trudno je bezpośrednio wykorzystywać np. w obecnie powstających opracowaniach planistycznych. M. Morawska-Horawska (1991), badając zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1881–1980 stwierdziła, że postępujący wzrost temperatury był skutkiem oddziaływania MWC i lokalnego efektu cieplarnianego, a nie wynikał z przyczyn o charakterze globalnym (np. globalnego ocieplenia). Do podobnych wniosków doszedł K. Kożuchowski (1995). J. Skrzypski i W. Kamiński (1998) stwierdzili natomiast, że MWC nie miała wpływu na wzrost wieloletnich wartości trendów zmian temperatury powietrza. W latach 1970–1974 prowadzono pomiary temperatury równocześnie na 3 stacjach w obrębie Krakowa: Bielany, ul. Borowego i Ogród Botaniczny. Najniższą średnią roczną temperaturę odnotowano na Bielanych (8,1°C), najwyższą w Ogrodzie Botanicznym (8,9°C), zaś na ul. Borowego średnia roczna temperatura powietrza wyniosła 8,3°C; ujawnił się zatem tak wpływ rzeźby terenu, jak też MWC (Morawska-Horawska, Lewik 2003). Badania porównawcze temperatury powietrza między Ogrodem Botanicznym i Balicami zostały wykonane na podstawie danych z lat 1966–1975 (Niedźwiedz i in. 1984). Średnie dobowe temperatury powietrza były w centrum miasta (Ogród Botaniczny) wyższe niż poza miastem (Balice): jesienią o 0,5°C i wiosną o 0,9°C. Średnie temperatury maksymalne były przez cały rok wyższe w centrum o 0,7°C, minimalne o 0,7–0,8°C. Poza miastem było o 6% więcej dni mroźnych zimą i 4–6% więcej przymrozków wiosną i jesienią na 200 i 5 cm. A. Michniewski (2000) stwierdził, że średnia roczna temperatura minimalna w Ogrodzie Botanicznym i Balicach w latach 1966–1995 wynosiła odpowiednio 4,5°C i 3,7°C i wykazywała podobne tendencje zmian z roku na rok, zawsze wyższe wartości występowały w Ogrodzie Botanicznym. J. Olejniczak (2001) porównał dobowe przebiegi temperatury powietrza w Ogrodzie Botanicznym i Gaiku-Brzezowej w latach 1991–1995. Miasto okazało się cieplejsze o około 2°C przede wszystkim wiosną i latem, w godzinach popołudniowych, a zatem są to wyniki znacząco odmienne od uzyskanych wcześniej przez J. Lewińską, co najprawdopodobniej wynika z usytuowania stacji w Ogrodzie Botanicznym (mało reprezentatywnym dla miasta). M. Drużkowski (1992) na podstawie danych z lat 1976–1985 z Ogródu Botanicznego, Balic, Libertowa i Polanki Haller stwierdził, że MWC jest najintensywniejsza w zimie w dzień (śr. roczna 0,8°C). Małe różnice temperatury nocą były spowodowane położeniem stacji w Ogrodzie Botanicznym, gdzie mają miejsce

spływy i stagnacja chłodnego powietrza. Oddziaływanie MWC było większe niż rzeźby terenu, czego dowodził zanik inwersji temperatury charakterystyczny dla wklęsłych form terenu. K. Kożuchowski (1995), porównując zmiany temperatury powietrza w Krakowie, Bochni, Wieliczce i Tarnowie w latach 1951–1990, ustalił, że średnia roczna temperatura Krakowa wzrastała o 0,24°C na 10 lat, z 8,4°C w 1951 r. do 9,4°C w 1990 r. Różnica między średnią roczną temperaturą Krakowa a średnią dla pozostałych stacji wzrastała do końca lat 70. XX w., potem nieco zmalała, co może być związane z panującym wtedy kryzysem gospodarczym (przy czym J. Lewińska (1996) interpretuje zmniejszenie się różnicy temperatury minimalnej między Krakowem a Wieliczką w latach 1951–1980 jako dowód na rozwój przestrzenny krakowskiej MWC). Poszerzenie analizy o dane z lat 1851–1950 pozwoliło stwierdzić, że w okresie przed rozwojem przemysłu Kraków był zazwyczaj chłodniejszy niż pozostałe stacje, zaś potem tendencja ta się odwróciła. W świetle pracy M. Drużkowskiego można zatem stwierdzić, że przed okresem intensywnego rozwoju przemysłowego główną rolę w kształtowaniu klimatu Krakowa odgrywała rzeźba terenu, natomiast potem wpływy antropogeniczne. K. Kożuchowski, w przeciwieństwie do M. Drużkowskiego, twierdził, że MWC była w Krakowie najintensywniejsza latem, gdyż wtedy występowały największe średnie miesięczne różnice temperatury między Krakowem a pozostałymi stacjami, przy czym K. Kożuchowski wykorzystywał dane ze Stacji Historycznej w Ogrodzie Botanicznym, zaś M. Drużkowski z ogródka meteorologicznego tej stacji. J. Lewińska (1996) określiła średnią roczną intensywność krakowskiej MWC na 1,2°C, choć sporadycznie mogła ona wynosić nawet 5–7°C. Największa intensywność MWC występowała w chłodnej porze roku nocą (wg M. Drużkowskiego (1992) było to w zimie w dzień, a wg K. Kożuchowskiego (1995) – latem). J. Lewińska i K. Zgud (1980) na podstawie badań terenowych przeprowadzonych w latach 1975–1978 na 18 stacjach meteorologicznych rozmieszczonych na terenie Krakowa stwierdzili, że największe różnice temperatury występowały między zabudową śródmiejską a terenem pozamiejskim (do 2°C), mniejsze w przypadku zabudowy osiedlowej, najmniejsze dla parków (z wyjątkiem temperatury maksymalnej zimą). Amplitudy temperatury były w mieście znacznie niższe niż poza miastem. Termiczne lato trwało w śródmieściu o 25 dni dłużej niż poza miastem, zima zaś znacznie krócej niż na terenach zamiejskich. Wzrost intensywności MWC wiązał się ze wzrostem amplitudy temperatury powietrza, wartości gradientu temperatury w profilu 100 m nad doliną oraz stężenia zanieczyszczeń pyłowych. Wzrost prędkości wiatru i zachmurzenia wywoływał spadek intensywności MWC, przy czym w zamkniętych układach urbanistycznych wpływ wiatru był nieistotny. J. Baścik i K. Zgud (1984) określili zróżnicowanie temperatury powietrza na ówczesnym osiedlu XXX-lecia

w Krakowie na podstawie szczegółowych badań w ciepłym półroczu 1980 r., będących częścią projektu realizowanego w latach 1975–1980 i udokumentowanego w pracy J. Lewińskiej i in. (1982). Zaobserwowali tworzenie się w obrębie osiedla lokalnej MWC o strukturze komórkowej. Większe jej nasilenie miało miejsce nocą (do 2°C) niż w dzień (do 0,6°C). Zaprezentowane powyżej prace, wykonane na podstawie danych sięgających do 1995 r., pochodzących zwykle z dwu lub kilku punktów, nie są wystarczające do wnioskowania o aktualnie występującej w Krakowie MWC. Stało się to podstawą do zorganizowania przez IGiGP UJ nowoczesnej, automatycznej sieci pomiarowej na terenie Krakowa i okolic, dowiązującej do wspomnianej koncepcji miejskiej wyspy ciepła modyfikowanej przez rzeźbę terenu (Bokwa 2010, Bokwa i in. 2015). Różnica temperatury powietrza między obszarem miejskim i pozamiejskim zależy od typu zabudowy miejskiej. Największe różnice są właściwe dla zwartej, wysokiej zabudowy, a najniższe dla terenów zieleni miejskiej. W Krakowie przy sprzyjających warunkach pogodowych w lecie największej intensywności miejskiej wyspy ciepła można oczekiwać w przypadku porównania pomiarów z dna doliny, z centrum miasta (ze zwartą zabudową) i z obszaru pozamiejskiego położonego na zachód od miasta: ok. 6,5°C. Wartość ta jest nie tyle wynikiem bardzo znacznego nagrzania obszarów miejskich, co tworzenia się zastoiska chłodnego powietrza poza miastem. Dla porównania, dla osiedli bloków mieszkalnych ta wartość wynosi ok. 3,5°C w dnie doliny i 2,5°C powyżej 50 m ponad dnem doliny, dla zabudowy willowej ok. 4°C w dnie doliny i 1,5°C powyżej 50 m ponad dnem doliny. Są to wartości jakich można się spodziewać w lecie, przy sprzyjającej pogodzie przez ok. 1-2 godziny pod koniec nocy; w innych warunkach różnice te będą mniejsze lub zanikną (Bokwa i in. 2015). Na podstawie wspomnianych pomiarów IGiGP UJ w latach 2010–2014 można stwierdzić, że średnia roczna intensywność MWC wynosi 1,3°C w dnie doliny i 0,4°C 50 m ponad dnem doliny (Bokwa 2016).

Prekursorem studiów nad tworzeniem się **inwersji termicznych** nad Krakowem był W. Milata, co opisała w swojej pracy z 1959 r. jego żona, także zaangażowana w te badania. Porównywał on dane z centrum Krakowa z danymi z Libertowa, dostrzegając problemy metodyczne wynikające ze specyficznego usytuowania stacji. Stwierdził występowanie inwersji przez około 200 dni w roku, przy średnim ich natężeniu 1,3°C (Milata 1959). Badania struktury termicznej dolnej części troposfery nad Krakowem, sięgającej do wysokości 3000 m, zostały przeprowadzone w latach 1970 i 1972 za pomocą samolotu PZL 101 „Gawron”. Przyziemne termiczne warstwy hamujące mogą występować w Krakowie we wszystkich terminach pomiarowych. W układach wyżowych sięgają 50–800 m n.p.g., w niżowych

100–600 m n.p.g. Najczęściej osiągają miąższość 200 m (Morawska-Horawska 1978). Na podstawie badań z lat 1975–1976 stwierdzono, że MWC redukowała dolne inwersje temperatury lub powodowała podniesienie ich pułapu. Nie stwierdzono znaczącego wpływu rzeki na pole temperatury w mieście z uwagi na znaczne podwyższenie temperatury wody na skutek zrzutów ciepłych wód z elektrociepłowni w Skawinie (Lewińska 1979). Zasięg pionowy MWC był badany w 1976 r. przy użyciu samolotu z meteorografem na pokładzie. Ustalono, że latem sięgała ona około 200 m n.p.g., a około południa zanikała (Morawska-Horawska, Cebulak 1981). W latach 1978 i 1979 wykonywano w Krakowie badania struktury termicznej powietrza nad miastem przy użyciu sondy niskotroposferycznych przy wykorzystaniu balonu na uwięzi, w centrum miasta i na terenie pozamiejskim, do wysokości 500 m n.p.g. oraz pomiarów naziemnych na stacjach rozmieszczonych na różnych wysokościach ponad dnem doliny (Lewińska, Zgud 1980, Lewińska 1984). Obie metody dały zbliżone rezultaty. Ustalono, że MWC i inwersja temperatury mogą występować równocześnie. Zasięg MWC w Krakowie wynosił 100–200 m w półroczu chłodnym i powyżej 200 m w półroczu ciepłym. Wysokość warstwy inwersyjnej osiągnęła maksymalnie 300 m rano i 100 m wieczorem. Emisja ciepła antropogenicznego w warstwie dachowej powodowała wzrost częstości niskich (około 50 m) inwersji temperatury powietrza nad miastem, nawet w godzinach okołopołudniowych, czego nie zaobserwowano na terenach pozamiejskich. Badania struktury pionowej powietrza na terenie Krakowa podsumował J. Walczewski (1994). Podkreślił, że różni autorzy zwracali uwagę na częste występowanie w Krakowie inwersji całodobowych, a średnią miąższość inwersji dolnych oceniano na 60–200 m. Obserwacje sodarowe prowadzone od 1980 r. przez Zakład Teledetekcji Atmosfery IMGW w Krakowie-Czyżynach pozwoliły stwierdzić, że nawet przez 20% dni w roku może w Krakowie występować całodzienna dolna inwersja temperatury lub nisko położona inwersja wzniesiona. Szczególnie często zdarza się to zimą, przy czym wskaźniki te wykazują duże wahania z roku na rok. Nocą w dolinie Wisły najczęściej występuje równowaga stała atmosfery i dlatego w 86% przypadków obserwowano inwersje temperatury. Podczas pozostałych 14% nocy panowała równowaga obojętna. W Krakowie przeważały niskie inwersje sięgające 150–300 m, powyżej których obserwowano inwersje wzniesione. Niskie położenie warstwy inwersyjnej jest charakterystyczne głównie dla półrocza chłodnego, zaś latem przy intensywnej konwekcji warstwa ta mogła występować nawet na wysokości 800 m (Walczewski 1984, 1994, Walczewski i in. 2000). K. Dębicka (1998), analizując wyniki kompleksowego eksperymentu „Kraków 94/95”, ustaliła, że w latach 1994–1995 w Krakowie w 200-metrowej warstwie powietrza równowaga stała występowała w 65% przypadków zimą i w 70% latem, natomiast dane z lat 1991–1997, dotyczące częstości występowania dni

z zaleganiem warstwy dolnej o warstwy dolne występują przede wszystkim w porze chłodnej (do 54%), a w pozostałych miesiącach sięgają 7% czasu obserwacji (Dębicka 1999). Pionowe gradienty temperatury powietrza w warstwie powietrza 12 m n.p.g. w Ogrodzie Botanicznym badano w sezonie jesienno-zimowym w I i II terminie pomiarowym, w latach 1988–1998, w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej. Inwersja w całym profilu o godz. 06 UTC występowała przy sytuacjach cyklonalnych i antycyklonalnych z adwekcją powietrza z kierunków S i W. Rano przeważało uwarstwienie inwersyjne, w południe insolacyjne (Trepieńska, Skublicka 2001, Skublicka 2003a, b). Hajto i Rozwoda (2010) obliczyli czas trwania różnych tzw. stanów równowagi atmosfery, określających m.in. warunki wentylacji pionowej. W półroczu chłodnym przez ok. 70% czasu tej pory roku panują w Krakowie bardzo złe warunki dla rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń (czyli występuje tzw. równowaga stała). Wpływ inwersji temperatury w Krakowie na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza był także przedmiotem prac Bokwy (2011, 2012) i Sekuły i in. (2021).

Najnowszy wątek badawczy prezentują opracowania danych satelitarnych wykonane pod kątem analizy termiki podłoża na terenie Krakowa i najbliższych okolic. D. Matuszko i J. Wojkowski (2007) przedstawili rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Krakowa w dniu 6.07.2001 r. w godzinach okołopołudniowych i stwierdzili, że najcieplejszy był obszar Starego Miasta i Nowej Huty, zaś najchłodniejsze – akweny wodne i tereny zalesione. J. Wojkowski (2008) udokumentował istotne związki pomiędzy typem użytkowania i pokryciem terenu a temperaturą radiacyjną powierzchni ziemi na terenie Krakowa. J. Walawender i M. Hajto (2009) porównali obrazy uzyskane z analizy materiałów pochodzących z czterech różnych satelitów, przedstawiające temperaturę podłoża w Krakowie i w sąsiadujących z nim mezoregionach w dniu 22.07.2007 r. Zdjęcia wykonano w godzinach dopołudniowych i porównanie wyników wskazuje na znaczące różnice między analizowanymi materiałami, zależne od wykorzystanych algorytmów. Wszystkie obrazy pokazują jednak, że na obszarze Krakowa najcieplejsze podłoże obserwowano w Starym Mieście i Nowej Hucie, ale, co ciekawe, pokazują także, że poza Krakowem, na obszarach rolniczych, temperatura podłoża może być równie wysoka. Walawender i Hajto (2009) na podstawie wartości temperatury podłoża uzyskanych z danych NOAA/AVHRR określiła powierzchnię MWC w Krakowie w godzinach nocnych, rannych, południowych i wieczornych. Największe kontrasty termiczne występowały w okresie letnim w okolicach południa, a najmniejsze w godzinach porannych. Podstawowym problemem z punktu widzenia badania klimatu miasta jest brak danych satelitarnych z godzin nocnych, a weryfikacja przydatności wspomnianych algorytmów wymaga porównania otrzymanych obrazów z pomiarami naziemnymi. Walawender i in. (2014)

wykorzystali dane Landsat ETM+ do określenia zróżnicowania termicznego terenu Krakowa i okolic. Stwierdzono, że ok. 30% obszaru miasta można określić jako termicznie stabilne, ok. 16% powierzchni miasta jest zawsze cieplejsze niż otoczenie, a kolejne 16% – chłodniejsze. Wyróżniono i przeanalizowano 7 regionów miasta zaklasyfikowanych jako gorące i zimne.

#### **1.4. Dane i metody opracowania**

Niniejsze opracowanie dotyczy analizy temperatury powietrza i MWC na obszarze Krakowa i okolic, w wymiarze mezoklimatycznym. Aby rozpoznać tak zdefiniowane warunki termiczne konieczne jest wykonanie niestandardowych pomiarów meteorologicznych. Pomiarów wykonywanych bowiem tylko na stacjach synoptycznych czy klimatologicznych są niewystarczające dla realizacji takiego celu. IGiGP UJ dysponuje cenną, kilkunastoletnią serią takich pomiarów. Geneza tych pomiarów jest opisana w pracy Bokwy (2010). Zakres czasowy niniejszego opracowania to 04.2009-08.2021 (12 lat i 5 miesięcy). Wykorzystano dane dotyczące temperatury powietrza z punktów pomiarowych opisanych w tab. 3 (patrz też ryc. 10 i tab. 4). Ponadto wykorzystano dane z dwóch stacji należących do IMGW-PIB: Balice (2009-2021) i Igołomia (2009-2015), pozyskane ze strony: [https://dane.imgw.pl/data/dane\\_pomiarowo\\_obszerwacyjne/](https://dane.imgw.pl/data/dane_pomiarowo_obszerwacyjne/) - katalog „dane meteorologiczne”, podkatalog „terminowe”; dla stacji Kraków-Balice są dostępne dane synoptyczne, dla Igołomii dostępne są dane z podkatalogu „klimat” (3 pomiary na dobę). Z Balic wykorzystano codzinne dane o temperaturze powietrza, o zachmurzeniu ogólnym, kierunku i prędkości wiatru, opadzie atmosferycznym, pokrywie śnieżnej. Z Igołomi wykorzystano dane o temperaturze powietrza, kierunku i prędkości wiatru i zachmurzeniu ogólnym. Stacja w Ogrodzie Botanicznym należy do IGiGP UJ, ale jest także w sieci IMGW. Oprócz pomiarów temperatury są z tej stacji dostępne dane o zachmurzeniu, kierunku i prędkości wiatru, opadach i innych elementach meteorologicznych (pomiarów dodatkowe na potrzeby IGiGP UJ).

Tab. 3. Punkty pomiarowe temperatury powietrza na terenie Krakowa i okolic administrowane przez IGiGP UJ

<b>Punkt pomiarowy</b>	<b>LCZ</b>	<b>Okres pomiarów</b>	<b>wys. (m n.p.m.)</b>
Libertów	LCZ D/(9) - obszar pozamiejski	04.2009 – 08.2021	314
Garlica Murowana	LCZ D - obszar pozamiejski	04.2009 – 06.2020	270
Al. Krasińskiego	LCZ 2 – zwarta zabudowa miejska	04.2009 – 08.2021	204
Ul. Czajna	LCZ 6/9 - zabudowa willowa	04.2009 – 08.2021	258
RTCN ul. Malczewskiego	LCZ B/D - miejski teren zielony	04.2009 – 08.2021	222
Ul. Ojcowska	LCZ 6/9 - zabudowa willowa	04.2009 – 08.2021	245
Ul. Bojki	LCZ 4/5 – osiedle bloków mieszkaniowych	04.2009 – 02.2021	252
Most Wandy	LCZ G/D – akwen wodny	04.2009 – 08.2021	197
Ul. Mała Góra	LCZ 4/5 – osiedle bloków mieszkaniowych	04.2009 – 08.2021	231
Błonia	LCZ D/B/2 – miejski teren zielony	04.2009 – 08.2021	203
Teatr im. J. Słowackiego	LCZ 2 – zwarta zabudowa miejska	04.2009 – 08.2021	215
Os. Szkolne	LCZ 5 - osiedle bloków mieszkaniowych	04.2009 – 08.2021	205
Os. Podwawelskie	LCZ 4/5 – osiedle bloków mieszkaniowych	04.2009 – 08.2021	203
Ul. Bema	LCZ 6/9 – zabudowa willowa	04.2009 – 08.2021	208
Modlniczka	LCZ D - obszar pozamiejski	04.2009 – 08.2021	258
Jeziorzany	LCZ D – obszar pozamiejski	04.2009 – 08.2021	211
Rzozów	LCZ D – obszar pozamiejski	04.2009 – 08.2021	251
RTCN Chorągiewka	LCZ D/B - obszar pozamiejski	01.2017 – 08.2021	436
Kocmyrzów	LCZ D - obszar pozamiejski	01.2017 – 08.2021	299
Ogród Botaniczny UJ	LCZ B/2 - miejski teren zielony	04.2009 – 08.2021	206

Objaśnienia: klasy LCZ dla punktów pomiarowych w Krakowie wg publikacji Bokwa i in. (2015)

Punkty pomiarowe IGiGP UJ są rozmieszczone w różnych formach terenu, a w ich obrębie – w różnych rodzajach użytkowania terenu, w nawiązaniu do koncepcji miejskiej wyspy ciepła modyfikowanej przez rzeźbę terenu (Bokwa i in. 2015), czyli określania intensywności MWC osobno w każdej strefie wysokościowej. Temperatura powietrza w tych punktach była mierzona co 5 minut rejestratorami HOBO, umieszczonymi w odpowiednich osłonach na wysokości od 2 do 4 m nad poziomem gruntu, w zależności od stopnia zabezpieczenia danego punktu



pomiarowego. Szczegóły techniczne pomiarów są opisane w pracy Bokwy (2010). Dane te zostały wykorzystane do scharakteryzowania MWC, a w szczególności:

- a) cyklu dobowego – średni przebieg dobowy intensywności MWC w standardowych porach roku i klasach LCZ oraz w dniach z pogodą radiacyjno-insolacyjną, wyznaczenie częstości występowania poszczególnych zakresów intensywności MWC;
- b) cyklu rocznego – średnia roczna intensywność MWC, średnia sezonowa intensywność MWC, zróżnicowanie wartości między poszczególnymi klasami LCZ;
- c) struktura przestrzenna MWC – określenie odsetka powierzchni miasta o określonych cechach MWC, z wykorzystaniem klas LCZ, określenie zróżnicowania przestrzennego intensywności MWC w warunkach pogody radiacyjno-insolacyjnej, w porach roku;
- d) wpływ MWC na występowanie tzw. nocy tropikalnych w Krakowie – analiza danych z okresów fal upałów dla obszarów miejskich i pozamiejskich pod kątem oddziaływania zabudowy miasta na kształtowanie temperatury powietrza w okresie nocnym.

Intensywność MWC została wyznaczona jako różnica:

- w dnie doliny Wisły: między punktem Jeziorzany (punkt pozamiejski) a punktami Al. Krasińskiego, RTCN ul. Malczewskiego, Most Wandy, Błonia, Teatr im. J. Słowackiego, os. Szkolne, os. Podwawelskie, ul. Bema, Ogród Botaniczny UJ;
- dla strefy 50 m ponad dnem doliny Wisły w południowej części miasta: między punktem Rzozów (punkt pozamiejski) a punktami ul. Czajna, ul. Bojki, ul. Mała Góra;
- dla strefy 50 m ponad dnem doliny Wisły w północnej części miasta: między punktem Modlniczka (punkt pozamiejski) a punktem ul. Ojcowska

Dane z punktów pozamiejskich Kocmyrzów, Chorągwica, Garlica Murowana i Libertów zostały wykorzystane do ukazania zróżnicowania termicznego omawianego terenu w mezoskali, w profilu pionowym doliny. Dotychczasowe badania wykazały, że z powodu inwersji termicznych w określonych sytuacjach pogodowych temperatura powietrza na niektórych obszarach pozamiejskich może być równie wysoka jak w centrum miasta co dodatkowo powoduje komplikacje w prawidłowym rozpoznaniu zjawiska miejskiej wyspy ciepła w Krakowie.

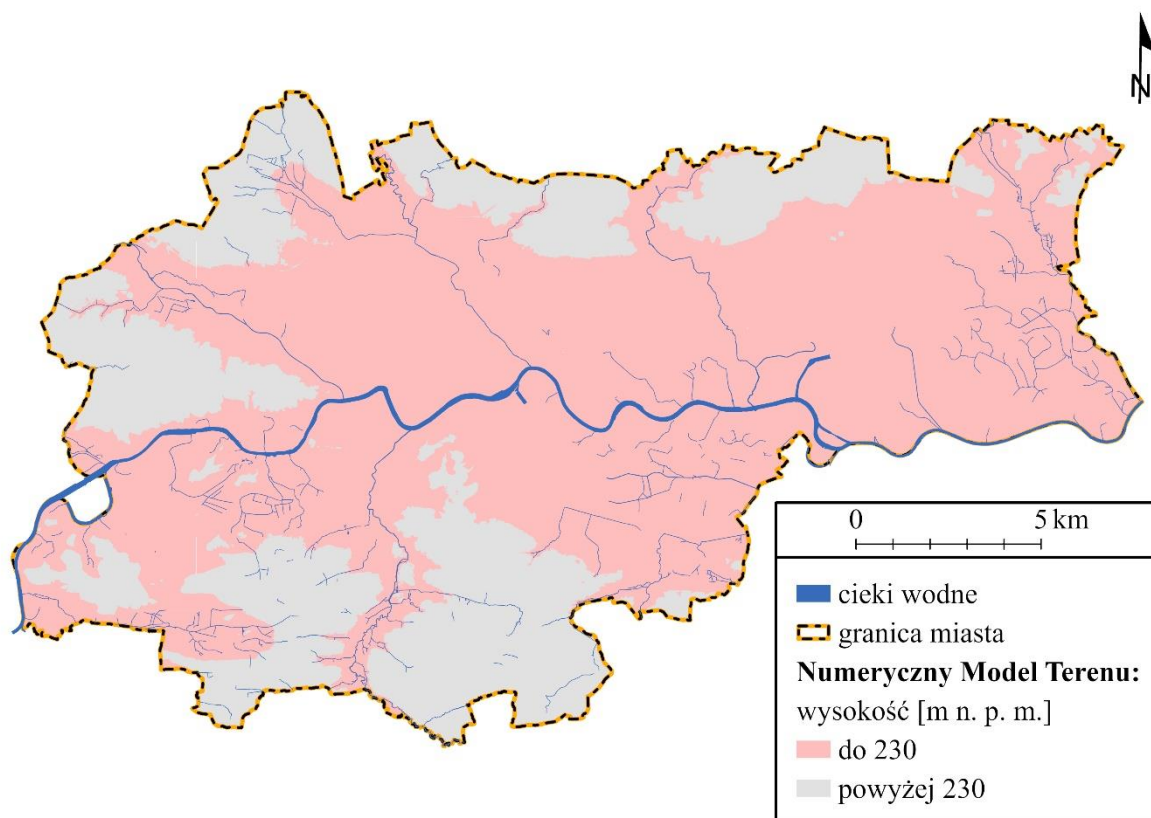
Dane dotyczące temperatury powietrza z Balic (cogodzinne) i Igołomi (3 razy na dobę) zostały wykorzystane do porównania z danymi z Jeziorzan. Wszystkie trzy punkty są położone w dnie doliny i reprezentują punkty pozamiejskie. Przeprowadzone porównanie pozwoliło stwierdzić na ile dane z Jeziorzan są reprezentatywne dla obszarów pozamiejskich w dnie

doliny oraz na ile wschodnia, szeroka pozamiejska część dna doliny różni się od wąskiej zachodniej części pod względem warunków termicznych.

W celu wyznaczenia dób z pogodą radiacyjno-insolacyjną (czyli pogodą bezchmurną i bezwietrzną lub z małym zachmurzeniem i słabym wiatrem) wykorzystano dane o zachmurzeniu, opadach i kierunku oraz prędkości wiatru ze stacji Ogród Botaniczny UJ, Balice i Igołomia.

Do dalszej analizy danych konieczne było zaklasyfikowanie obszaru Krakowa do poszczególnych klas LCZ (ang. *Local Climate Zones*, objaśnienia na ryc. 8). W tym celu wykorzystano dane dotyczące klasyfikacji LCZ przygotowane przez pracowników Uniwersytetu w Szegedzie (Węgry) na potrzeby projektu opisanego w publikacji Bokwy i in. 2018 (ryc. 8). Są to dane w postaci rastrowej, o rozdzielczości przestrzennej piksela równej 30 m. Następnie, bazując na Numerycznym Modelu Terenu z 2021 r. o rozdzielczości przestrzennej piksela również 1 m, wyznaczono trzy obszary na badanym terenie (ryc. 10):

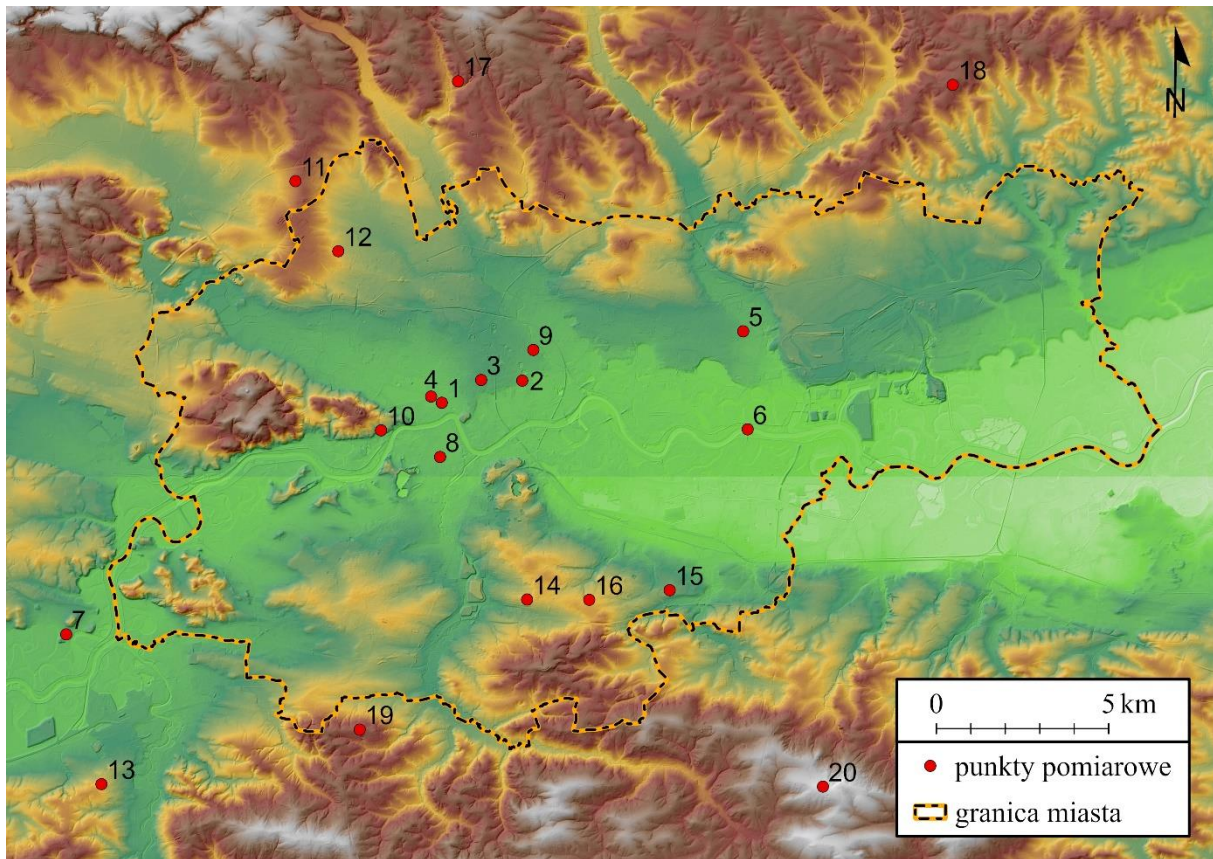
- obszar położony poniżej 230 m n. p. m., obejmujący swoim zasięgiem dolinę Wisły i jej dopływów,
- obszar położony powyżej 230 m n. p. m., na północ od doliny Wisły,
- obszar położony powyżej 230 m n. p. m., na południe od doliny Wisły.



Ryc. 10. Podział obszaru Krakowa ze względu na wysokość bezwzględną

*Źródło: opracowano przez: Mateusz Durka, Wydział Geodezji UMK na podstawie danych Miejskiego Systemu Informacji Przestrzennej*

Przyjęto założenie, że intensywność MWC obliczona dla danego LCZ na podstawie pomiarów w punkcie pozamiejskim i danym punkcie miejskim, w danej klasie LCZ, będzie przypisana do innych obszarów o tym samym LCZ, ale położonych w tej samej formie terenu. Kolejnym krokiem było wyznaczenie zasięgu przestrzennego wartości MWC wyznaczonych dla dna doliny i dla wysokości 50 m ponad dno doliny. Przyjęto, że tereny położone do 230 m n.p.m. reprezentują dno doliny, a na terenach zurbanizowanych położonych wyżej będą stosowane wartości obliczone dla punktów znajdujących się 50 m ponad dnem doliny. Podział ten dowiązuje do wcześniej przeprowadzonych badań (Bokwa 2010, Bokwa i in. 2015) i do koncepcji MWC modyfikowanej przez rzeźbę terenu. Dla każdego z trzech obszarów dokonano oddzielnej intersekcji klas LCZ oraz punktów pomiarowych i ich najbliższego otoczenia, w wyniku czego wyznaczono w każdym z tych obszarów zakres klas LCZ, na terenie których znajdują się punkty pomiarowe, które stanowiły punkty referencyjne w dalszej analizie (ryc. 11, tab. 4).



Ryc. 11. Rozmieszczenie punktów pomiarowych, z których dane wykorzystano w opracowaniu, na tle rzeźby terenu. Numery punktów jak w tab. 4.

Źródło: opracowano przez: Mateusz Durka, Wydział Geodezji UMK na podstawie danych WMS z [geoportal.gov.pl](http://geoportal.gov.pl)

Tabela 4 pokazuje istotne dla dalszych rozważań cechy poszczególnych punktów pomiarowych: współrzędne geograficzne, mezoregion, dominującą klasę LCZ w promieniu 300 m wokół danego punktu pomiarowego, dokładne rozmieszczenie poszczególnych klas LCZ w otoczeniu danego punktu w promieniu 300 m oraz średni współczynnik NDVI w promieniu 300 m wokół danego punktu. Przeprowadzenie powyższych analiz dla obszaru o promieniu 300 m wokół punktu pomiarowego wynika z zaleceń metodycznych Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO 1996), gdyż taki obszar uznaje się za obszar źródłowy dla wartości temperatury powietrza rejestrowanej w danym punkcie pomiarowym. Zamieszczony w tab. 4 wskaźnik NDVI (ang. *Normalized Difference Vegetation Index*), po polsku nazywany znormalizowanym różnicowym wskaźnikiem wegetacji, pozwala określić lokalizację, stan oraz kondycję roślinności na badanym obszarze. Oblicza się go poprzez wykorzystanie różnicy w pochłanianiu promieniowania o różnej długości fal przez powierzchnię czynną. Wartość wskaźnika to stosunek różnicy wielkości odbicia promieniowania z zakresu spektralnego

bliskiej podczerwieni i światła z zakresu spektralnego czerwonego do ich sumy (Rouse i in. 1973b):

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R}$$

gdzie:

NDVI – wartość wskaźnika NDVI,





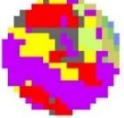






NIR – wartość odbicia promieniowania bliskiej podczerwieni,

R – wartość odbicia promieniowania czerwonego.

Wskaźnik NDVI przyjmuje wartości w przedziale od -1 do 1. Wartości ujemne i około zera charakteryzują wodę, śnieg lub chmury, ale także obszary antropogeniczne, takie jak budynki, asfaltowa nawierzchnia dróg, betonowe płyty chodnikowe itp., oraz skały, hałdy i inne tereny bez widocznej na powierzchni szaty roślinnej. Wartości dodatnie przyjmują tereny zielone. Z reguły wartość wskaźnika NDVI jest tym wyższa, im bujniejsza i zdrowsza roślinność porasta dany obszar. Wartości NDVI są dodatnio skorelowane z aktywnością fotosyntetyczną badanego obszaru (Rouse i in. 1973a) oraz ilością i jakością porastającej badany obszar zieleni (Wang i in. 2004).

W wyznaczaniu wartości wskaźnika NDVI dla buforów o promieniu 300 m wokół punktów pomiarowych wykorzystano zdjęcia satelitarne Sentinel-2 dla 6 okresów: 9 czerwca i 6 sierpnia 2019 r., 1 i 28 lipca 2020 oraz 21 czerwca i 13 lipca 2021 r. Dla tych okresów obliczono wartości wskaźnika NDVI, a następnie obliczono średnią arytmetyczną ze wszystkich wyników. Taki wynik pozwolił zminimalizować ryzyko wystąpienia błędu dla pojedynczych pikseli w związku z chwilowymi zmianami otoczenia w chwili wykonania zdjęcia. Na badanym obszarze w badanych okresach nie stwierdzono występowania warunków, które mogłyby zafałszować wynik (chmur itp.).

Tab. 4. Wybrane cechy punktów pomiarowych temperatury powietrza na terenie Krakowa i okolic administrowane przez IGiGP UJ

nr	nazwa	X	Y	mezoregion	Dominująca klasa LCZ w prom. 300 m	Otoczenie punktu w prom. 300 m	Śr. wsp. NDVI w prom. 300 m
1	al. Krasieńskiego	50,0578	19,9261	Pomost Krakowski	zwarta zabudowa miejska		0,3160
2	Ogród Botaniczny	50,0638	19,9585	Pomost Krakowski	zieleń miejska		0,4416
3	Teatr im. J. Słowackiego	50,0639	19,9419	Pomost Krakowski	zwarta zabudowa miejska		0,2826
4	Błonia	50,0594	19,9217	Pomost Krakowski	zieleń miejska		0,4209
5	os. Szkolne	50,0775	20,0478	Równina Nadwiślańska	bloki mieszkalne		0,5208
6	Most Wandy	50,0519	20,0501	Równina Nadwiślańska	zieleń miejska/wody		0,5420
7	Jeziorzany	49,9958	19,7753	Pomost Krakowski	teren pozamiejski		0,6491
8	os. Podwawelskie	50,0436	19,9256	Pomost Krakowski	bloki mieszkalne		0,4632
9	ul. Bema	50,0719	19,9628	Pomost Krakowski	zabudowa willowa		0,5208
10	RTCN ul. Malczewskiego	50,0503	19,9016	Pomost Krakowski	zieleń miejska		0,6759
11	Modlniczka	50,1150	19,8653	Wyżyna Krakowska	teren pozamiejski		0,7237

12	ul. Ojcowska	50,0969	19,8831	Pomost Krakowski	zabudowa willowa		0,5682
13	Rzozów	49,9569	19,7906	Rów Skawiński	teren pozamiejski		0,6485
14	ul. Bojki	50,0067	19,9617	Podgórze Krakowskie	bloki mieszkalne		0,4143
15	ul. Mała Góra	50,0097	20,0194	Podgórze Krakowskie	bloki mieszkalne		0,5512
16	ul. Czajna	50,0069	19,9869	Podgórze Krakowskie	zabudowa willowa		0,5697
17	Garlica Murowana	50,1417	19,9308	Wyżyna Miechowska	teren pozamiejski		0,6989
18	Kocmyrzów	50,1425	20,1317	Płaskowyż Proszowicki	teren pozamiejski		0,5935
19	Libertów	49,9722	19,8947	Pogórze Wielickie	teren pozamiejski		0,6016
20	RTCN Chorągiewka	49,9589	20,0825	Pogórze Wielickie	teren pozamiejski		0,6532

Local Climate Zones:			
	Zwarta zabudowa średniej wysokości		Obszar gęsto zadrzewiony
	Niska zwarta zabudowa		Obszar z pojedynczymi drzewami
	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości		Obszar porośnięty przez roślinność niską
	Niska zabudowa osiedlowa		Obszar o podłożu z nagich skał albo o sztucznej powierzchni
	Niska zabudowa wielkopowierzchniowa / Zabudowa przemysłowa		Nagi grunt lub piasek
	Zabudowa rozproszona		Wody

Serie danych uzyskanych z obliczeń, dotyczące intensywności MWC, przeanalizowano z wykorzystaniem podstawowych metod statystycznych, dobranych odpowiednio do rozpatrywanego aspektu zjawiska.

## **2. Część druga: Miejska wyspa ciepła w Krakowie**

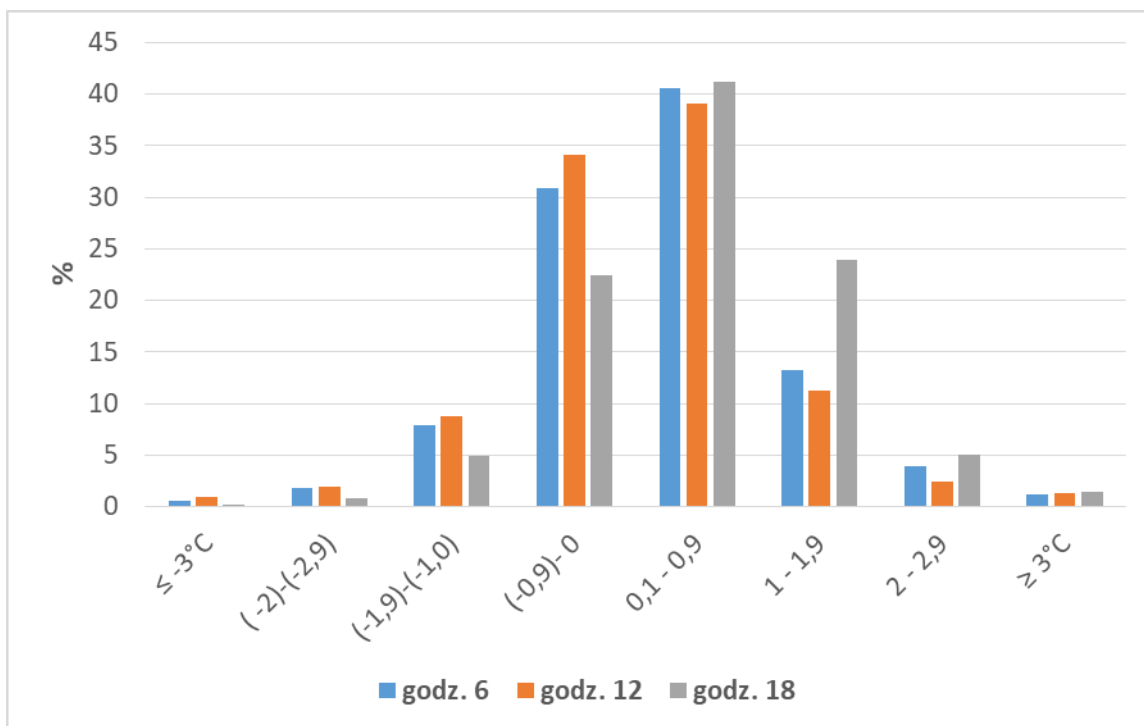
Rozważania dotyczące MWC w Krakowie należy rozpocząć od krótkiego omówienia wybranych cech termiki powietrza na terenach pozamiejskich otaczających Kraków. Wynika to z faktu, że istotą MWC jest porównanie temperatury na terenie zurbanizowanym z temperaturą na terenie niezurbanizowanym, uznanym za punkt odniesienia. W przypadku Krakowa istotnym czynnikiem modyfikującym zróżnicowanie przestrzenne temperatury jest rzeźba terenu, zatem powstaje pytanie jak duże jest zróżnicowanie temperatury powietrza na obszarze pozamiejskim wokół Krakowa i jakie to ma znaczenie dla wyboru stacji pozamiejskiej jako punktu odniesienia dla pomiarów w mieście?

Jak opisano w części 1, ze stacji IMGW-PIB położonych w pobliżu Krakowa, czyli w Balicach i Igołomi, dane dotyczące temperatury powietrza są dostępne albo z rozdzielczością godziną (z Balic), albo 3 razy na dobę (z Igołomi). Taka różnica w częstotliwości wykonywania pomiarów wynika z tego jakiego typu jest dana stacja. Stacje synoptyczne, np. stacja w Balicach działają całą dobę i posiadają bazy danych, gdzie są wyniki pomiarów co godzinę, np. 01, 02, 03 itd. Natomiast stacje klimatologiczne, np. stacja w Igołomii, miały/mają (gdyż wkracza w IMGW-PIB automatyzacja) obsadę obserwatorów od godzin porannych do wieczornych, bez godzin nocnych i bazy danych zawierają wyniki pomiarów tylko z trzech głównych terminów pomiarowych: 06, 12 i 18 UTC; w innych terminach pomiary nie są wykonywane, a jedynie są prowadzone obserwacje zjawisk meteorologicznych. Dla okresu 04.2009-06.2015 dostępne są dane z obu stacji, ale dane z Balic, choć cogodzinne, można porównać z danymi z Igołomii tylko dla wspomnianych trzech głównych terminów pomiarowych, gdyż dla Igołomii są dostępne tylko takie dane. Rycina 12 pokazuje, że we wszystkich trzech terminach pomiarowych większość różnic mieści się w zakresie od  $-0,9$  do  $0,9^{\circ}\text{C}$ : 71,4% dla godz. 06 UTC, 73,3% dla godz. 12 UTC i 63,6% dla godz. 18 UTC. Wartości dodatnie oznaczają, że o daną wartość temperatura jest wyższa w Igołomi niż w Balicach, zaś ujemna – że wyższa w Balicach niż w Igołomi. Większość różnic temperatury, zarówno dodatnich jak ujemnych, jest zatem niewielka, rzędu kilku dziesiątych stopnia Celsjusza. Dla godz. 18 UTC udział różnic

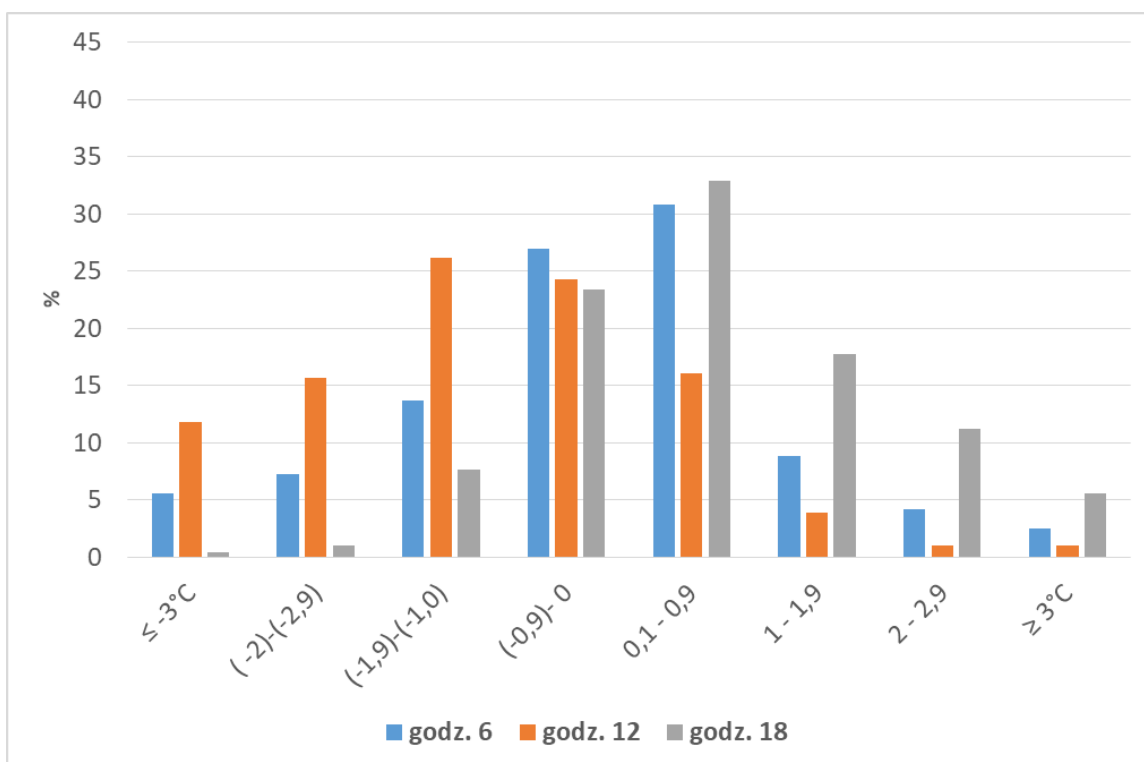


z przedziału 1,0-1,9°C jest znacznie wyższy (24%) niż dla pozostałych terminów (11-13°C). Jest to związane z częstym tworzeniem się wieczorem i nocą zastoiska chłodnego powietrza w dnie wąskiej, zachodniej części doliny Wisły na terenie Krakowa i okolic, którą reprezentuje stacja w Balicach. Wschodnia, szeroka część doliny, reprezentowana przez stację w Igołomi, charakteryzuje się częstym występowaniem wyższej temperatury powietrza niż część zachodnia. Łączny udział różnic dodatnich  $\geq 1^\circ\text{C}$ , świadczących o występowaniu istotnie wyższej temperatury w Igołomi niż w Balicach, wynosi 18,3% dla godz. 06 UTC, 15,1% dla 12 UTC i 30,5% dla 18 UTC, podczas gdy udział różnic ujemnych to odpowiednio 10,3%, 11,6% i 5,9%. Obie stacje są położone w dnie doliny, w terenach pozamiejskich otaczających Kraków, ale przedstawione dane pokazują, że żadna z nich nie może być uznana za reprezentatywną dla całego obszaru pozamiejskiego w dnie doliny, z uwagi na duże zróżnicowanie warunków środowiskowych.

W niniejszym opracowaniu pozamiejskim punktem pomiarowym wykorzystywanym do analiz MWC są Jeziorzany. Dla tego punktu są dostępne dane IGiGP UJ wykonywane z rozdzielczością co 5 min. Aby dokonać porównania z danymi z Igołomi wydzielono dane dla wspomnianych trzech terminów pomiarowych, podobnie jak wcześniej dla Balic. Rycina 13 pokazuje porównanie danych wykonane w taki sam sposób jak dla danych z Balic. Dla godz. 06 UTC przeważają różnice od -0,9 do 0,9°C (58% łącznie), czyli relatywnie nieduże, natomiast w pozostałych terminach widać wyraźną różnicę. O godz. 12 UTC przeważają wartości ujemne, świadczące o wyższych wartościach temperatury w Jeziorzanach niż w Igołomi (78%), co jest oznaką wpływu wąskiej części doliny Wisły na podnoszenie wartości temperatury maksymalnej. Taki wpływ wklęsłych form terenu jest znany z terenów górskich. Zwraca uwagę znaczny udział dużych różnic: 26,2% dla przedziału (-1,9) - (-1,0), 15,7% dla przedziału (-2) - (-2,9), 11,8% dla przedziału  $\leq -3^\circ\text{C}$ . Natomiast o godz. 18 przeważają wartości dodatnie (67,5%), potwierdzające wspomniane wcześniej częste tworzenie się zastoiska chłodnego powietrza w zachodniej części doliny. Istotny jest wysoki udział dużych różnic: 17,8% dla przedziału 1,0-1,9, 11,2% dla przedziału 2,0-2,9°C. Dane te potwierdzają odrębność termiczną wschodniej i zachodniej części doliny Wisły na terenie Krakowa i okolic.

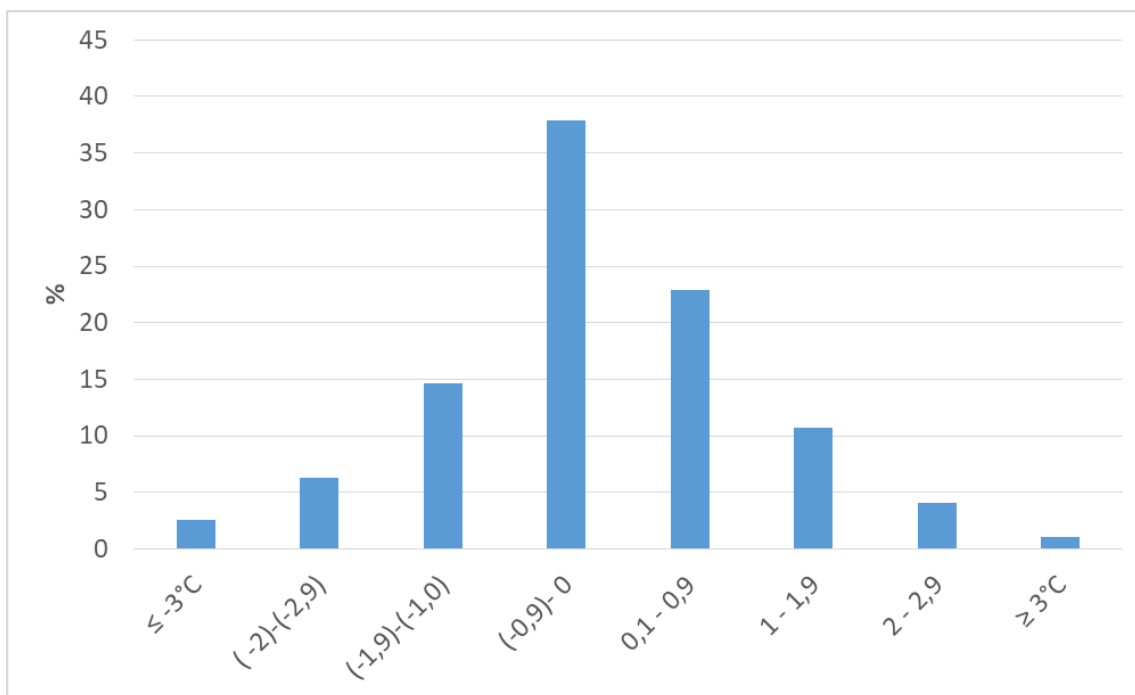


Ryc. 12. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Igołomią i Balicami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015

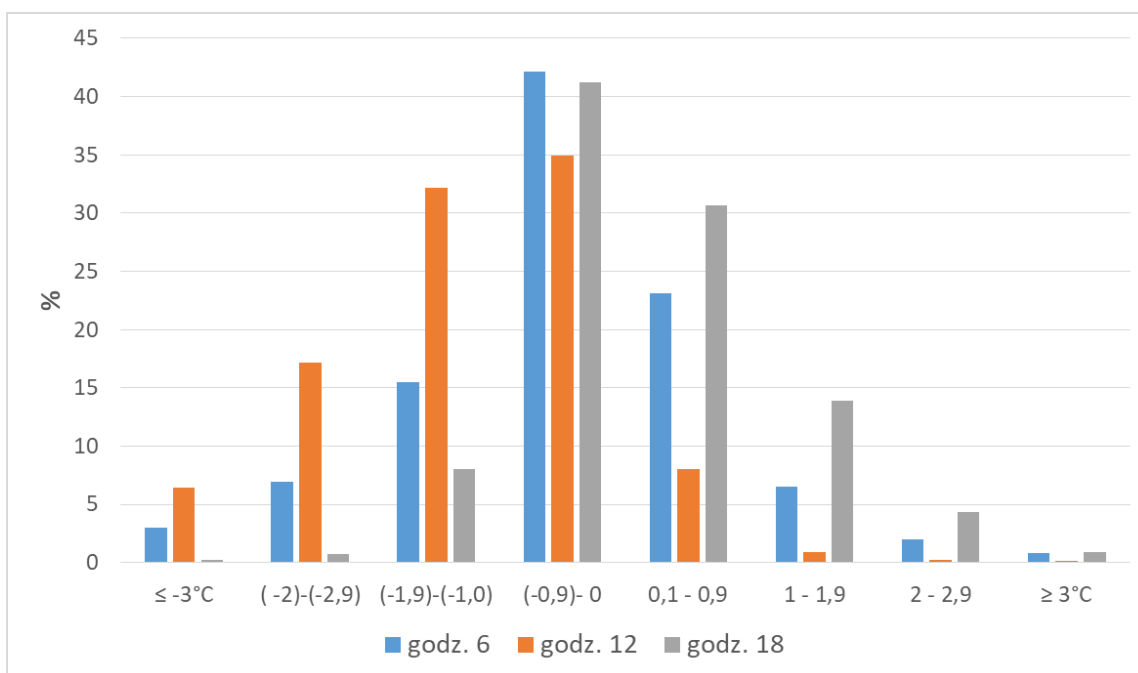


Ryc. 13. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Igołomią i Jeziorzanami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015

Aby porównać dane z Balic i z Jeziorzan zestawiono dla obu stacji dane godzinne i obliczono częstość różnic temperatury w podobny sposób jak w dwóch poprzednich przypadkach. Rycina 14 pokazuje, że większość różnic (60,7%) jest niewielka, z zakresu od (-0,9) do 0,9°C. Pozostałe różnice ujemne stanowią 23,5%, a dodatnie 15,8%, co oznacza, że częściej występują wyższe wartości temperatury w Jeziorzanach niż w Balicach. Rycina 15 przedstawia różnice tylko dla trzech głównych terminów pomiarowych, dla porównania z wcześniejszymi rycinami. W takim zestawieniu widać, że rozkład różnic jest podobny jak w przypadku różnic między Igołomią i Jeziorzanami. W terminie południowym w Jeziorzanach często temperatura powietrza jest wyższa niż w Balicach (różnice ujemne w tym terminie stanowią 90,7% wszystkich różnic), zaś o godz. 18 UTC różnice dodatnie (czyli wyższa temperatura występuje w Balicach) stanowią 50%, ale różnice równe i większe niż 1°C to tylko 19%. Odsetek małych różnic (od -0,9 do 0,9°C) wynosi 65,2% dla 06 UTC, 43% dla 12 UTC i 71,9% dla 18 UTC. Te dane pokazują, że Jeziorzany charakteryzują się bardziej ekstremalnymi warunkami termicznymi niż Balice, często temperatury w ciągu dnia są tam wyższe niż w Balicach, a w nocy niższe, zatem amplituda dobowa temperatury jest wyższa. Stacja w Balicach to stacja lotniskowa, gdzie na pomiary może wpływać w pewnym stopniu infrastruktura portu lotniczego, natomiast takiego wpływu nie ma w przypadku punktu pomiarowego Jeziorzany. Można zatem uznać, że Jeziorzany dobrze reprezentują warunki termiczne dna doliny Wisły w węższej, zachodniej jej części na omawianym terenie.



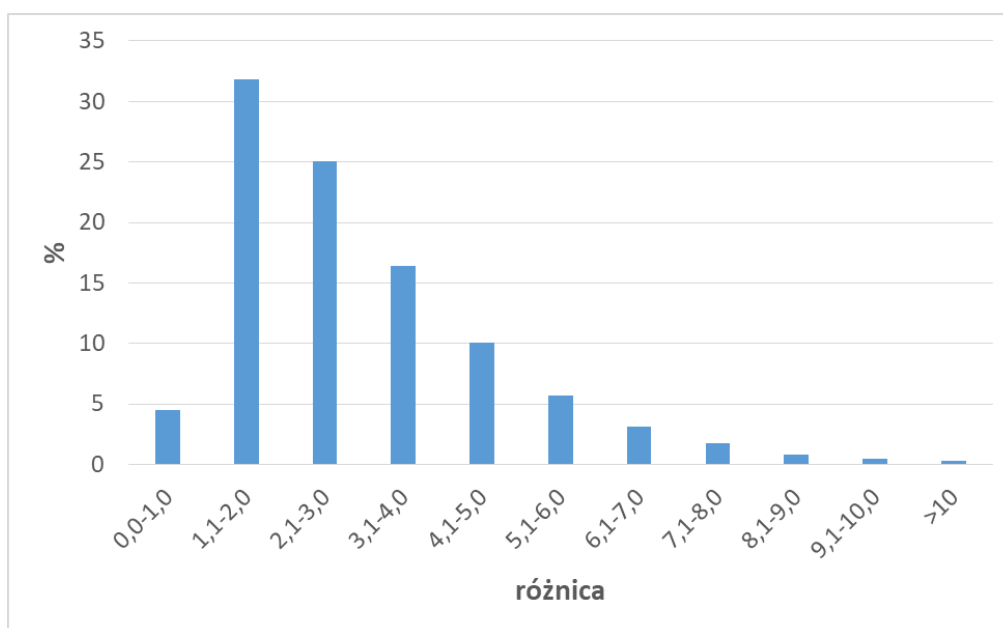
Ryc. 14. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Balicami i Jeziorzanami z pomiarów codziennych w okresie 04.2009-06.2015



Ryc. 15. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Balicami i Jeziorzanami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015

Dzięki danym z punktów pomiarowych IGiGP UJ możliwe jest dużo dokładniejsze rozpoznanie termiki terenów otaczających Kraków niż tylko na podstawie danych ze stacji IMGW-PIB. W tym celu wykorzystano dane nie tylko z punktu w Jeziorzanach, ale także

z Kocmyrzowa, Libertowa, Rzozowa, Garlicy Murowanej, Modlniczki i Chorągwy z okresu 2017-2021, o rozdzielczości czasowej pomiarów: co 5 minut. Dla każdego terminu pomiarowego (czyli co 5 minut) wyznaczono najniższą i najwyższą wartość temperatury spośród pomiarów wykonanych we wszystkich 7 wymienionych punktach. Następnie obliczono różnice między tymi skrajnymi wartościami, gdyż obrazują one w sposób syntetyczny zróżnicowanie temperatury powietrza na omawianym terenie pozamiejskim w danym terminie pomiarowym. Rycina 16 pokazuje częstość różnic w 1-stopniowych przedziałach wartości. Zaledwie 4,5-procentowy udział różnic z najniższego przedziału, czyli do 1°C, świadczy o tym, że prawie zawsze temperatura powietrza na omawianym terenie jest wyraźnie zróżnicowana. Udział przekraczający 10% mają różnice z przedziałów 1,1-2,0°C (31,8%), 2,1-3,0°C (25,1%), 3,1-4,0°C (16,4%) i 4,1-5,0°C (10,1%) co łącznie daje 83,8%. Zestawienie to potwierdza, że żaden pozamiejski punkt pomiarowy nie jest reprezentatywny dla całego obszaru niezurbanizowanego. Żadnego z nich nie można wykorzystać jako punktu odniesienia dla wszystkich miejskich punktów pomiarowych do obliczania intensywności MWC.

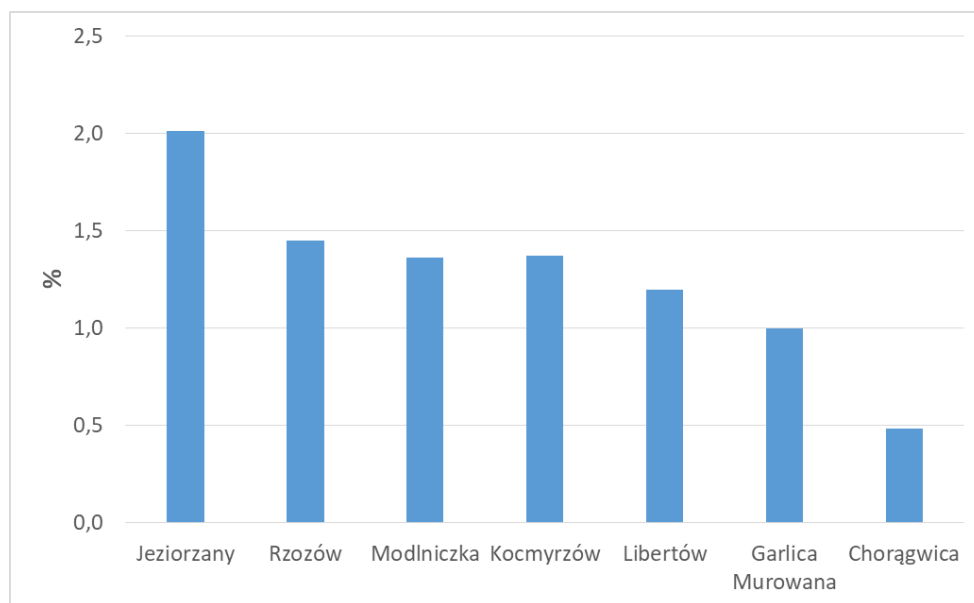


Ryc. 16. Częstość (%) różnic temperatury powietrza dla pomiarów co 5 minut między wartościami najwyższymi i najniższymi zmierzonymi w pozamiejskich punktach pomiarowych IGiGP UJ w latach 2017-2021

Średnia roczna temperatura powietrza w stacjach pozamiejskich w okresie 2017-2021 jest zróżnicowana i wynosi: Kocmyrzów: 11,0°C, Libertów: 11,0°C, Rzozów: 10,9°C, Jeziorzany: 10,7°C, Garlica Murowana: 10,6°C, Modlniczka: 10,6°C, Chorągwyca: 10,4°C.

Najniższa wartość obliczona dla Chorągwicy wynika z jej położenia: jest to najwyżej położony punkt pomiarowy spośród rozpatrywanych w niniejszym opracowaniu. Jest to także najwyższy punkt Pogórza Wielickiego stanowiący lokalną kulminację terenu, gdzie głównym czynnikiem kształtującym m.in. warunki termiczne jest cyrkulacja atmosferyczna. Pozostałe punkty pomiarowe są usytuowane w przekroju od Libertowa, czyli (jak w przypadku Chorągwicy) od kulminacji jednego z garbów Pogórza Wielickiego, sąsiadującego z Krakowem (ok. 100 m ponad dnem doliny), poprzez Rzozów położony 50 m ponad dnem doliny na południe od doliny Wisły, dalej poprzez Jeziorzany w dnie doliny, Modlniczkę położoną 50 m ponad dnem doliny na północ od doliny Wisły, po Garlicę Murowaną położoną ok. 70 m ponad dnem doliny, na północ od miasta. Wszystkie te punkty pokazują przekrój przez obszary pozamiejskie w zachodniej części doliny. Kocmyrzów pokazuje obszar wierzchowinowy położony w części wschodniej na północ od doliny Wisły. Pokazane zróżnicowanie wartości średnich rocznych dowiadcza do analiz szczegółowych zamieszczonych w pracy Bokwy (2010). Częste inwersje temperatury są widoczne w wyższych wartościach nawet średniej rocznej temperatury dla punktów wierzchowinowych (Libertów) niż dolinnych (Jeziorzany). Różnica wysokości między tymi punktami wynosi ok. 100 m. Dla danych 5-minutowych z Libertowa i Jeziorzan obliczono różnice. Wartości różnic wskazujące na występowanie inwersji temperatury (czyli występowanie wyższej temperatury w Libertowie niż w Jeziorzanach) stanowią 39% wszystkich różnic. Można zatem stwierdzić, że przez ok. 40% czasu w roku mamy do czynienia z inwersją w zachodniej części doliny Wisły. Obszary położone na północ od Krakowa, np. Modlniczka, a nawet te wierzchowinowe (Garlica Murowana) często doświadczają niższych wartości temperatury niż obszary na południe od miasta, gdyż znajdują się na rozległym skłonie wyżyny i podlegają katabatycznym wpływom powietrza. Skutkuje to swoistą asymetrią termiczną obszaru krakowskiego na osi północ-południe. Dowodzą tego także wyniki pomiarów mobilnych przeprowadzonych na trasie Libertów-Garlica Murowana, zamieszczone w pracy Bokwy (2010). Porównanie choćby średnich rocznych wartości temperatury dla Kocmyrzowa i Garlicy wskazuje także na odmienność warunków termicznych między wschodnią i zachodnią częścią doliny; część wschodnia charakteryzuje się wyższymi wartościami temperatury. Rycina 17 pokazuje jaki odsetek czasu w roku zajmują średnio w poszczególnych punktach pomiarowych okresy z temperaturą powietrza  $\geq 30^{\circ}\text{C}$ . Dzień, w którym temperatura powietrza przekracza  $30^{\circ}\text{C}$  ( $t_{\text{max}} \geq 30^{\circ}\text{C}$ ) to tzw. dzień upalny. Najwyższa wartość (2%, czyli 7,3 dnia lub 175,2 godzin) charakteryzuje Jeziorzany, czyli dno doliny, co potwierdza wcześniej wspomniane wyniki o tendencji wklęsłych form terenu do generowania znacząco wyższych wartości temperatury w okresie letnim/dziennym niż formy

wypukłe. Najniższa wartość (0,5%, czyli 1,8 dnia lub 43,2 godzin) jest przypisana do Chorągwy, co ponownie potwierdza, że jest to punkt pomiarowy podlegający warunkom pogórskim w zakresie kształtowania warunków klimatycznych. W dolinie Wisły czym wyżej tym mniejszy udział czasu z temperaturą powietrza  $\geq 30^{\circ}\text{C}$  w roku.



Ryc. 17. Udział (%) okresów z temperaturą powietrza  $\geq 30^{\circ}\text{C}$  w czasie roku w poszczególnych punktach pomiarowych na podstawie pomiarów w latach 2017-2021.

Powyższy zarys zróżnicowania termicznego terenów pozamiejskich wokół Krakowa ukazuje konieczność rozpatrywania MWC w Krakowie osobno w poszczególnych strefach pionowych w dolinie Wisły.

## 2.1. Cykl dobowy MWC

Intensywność MWC wykazuje znaczną zmienność tak w ciągu doby, jak roku. W tym samym momencie intensywność MWC może być różna dla poszczególnych części miasta, w zależności przede wszystkim od użytkowania/pokrycia terenu, ale także aktualnych warunków pogodowych. Cykl dobowy intensywności MWC został opracowany dla standardowych pór roku (czyli lato to miesiące: czerwiec, lipiec i sierpień, jesień to wrzesień, październik i listopad itd.). W naszej strefie klimatycznej dopływ energii słonecznej jest znacząco odmienny w poszczególnych porach roku co także przekłada się na intensywność MWC; im większy dopływ energii słonecznej, tym wyraźniejsze różnice w temperaturze powietrza wynikające z wpływu różnych rodzajów podłoża.

Rycina 18 prezentuje średni dobowy przebieg intensywności MWC w poszczególnych punktach pomiarowych w kalendarzowych porach roku. Intensywność MWC to różnica temperatury między punktem pozamiejskim i danym punktem w mieście. Różnicę temperatury można podawać albo w stopniach Celsjusza, albo w kelwinach; w niniejszym opracowaniu jest ona podawana w stopniach Celsjusza. Dane te zostały uzyskane poprzez uśrednienie danych dla każdego terminu pomiarowego co 5 minut w danej porze roku, z całego okresu pomiarowego. Wzięto pod uwagę wszystkie dostępne dane, pozyskane w różnych warunkach pogodowych, czyli zarówno takich, które sprzyjają dużej intensywności MWC, jak też takich, kiedy ta intensywność jest niewielka. Warunki szczególnie sprzyjające dużej intensywności MWC to pogoda bezchmurna lub z małym zachmurzeniem i bezwietrzna lub z małą prędkością wiatru, czyli tzw. pogoda radiacyjno-insolacyjna. Rycina pokazuje dane dla wszystkich punktów pomiarowych, natomiast przy opisie tych punktów zaznaczono, że intensywność MWC była liczona z wykorzystaniem różnych stacji pozamiejskich, w zależności od strefy pionowej miasta (dno doliny: Jeziorzany, tereny położone 50 m ponad dnem doliny po stronie południowej: Rzozów, tereny położone 50 m ponad dnem doliny po stronie północnej: Modlniczka; w każdej formie terenu obliczano różnicę między danym punktem reprezentującym określony typ zabudowy miejskiej i stacją pozamiejską przypisaną do danej formy terenu). Wykorzystane punkty pozamiejskie znajdują się tylko w zachodniej części doliny, gdyż w części wschodniej pomiary były prowadzone w ograniczonym zakresie i nie było tam pozamiejskiego odpowiednika punktów pomiarowych w Jeziorzanych, Modlnicze i Rzozowie. Ponadto we wschodniej części miasta wyróżnić można mniej typów użytkowania/pokrycia terenu niż w części zachodniej.

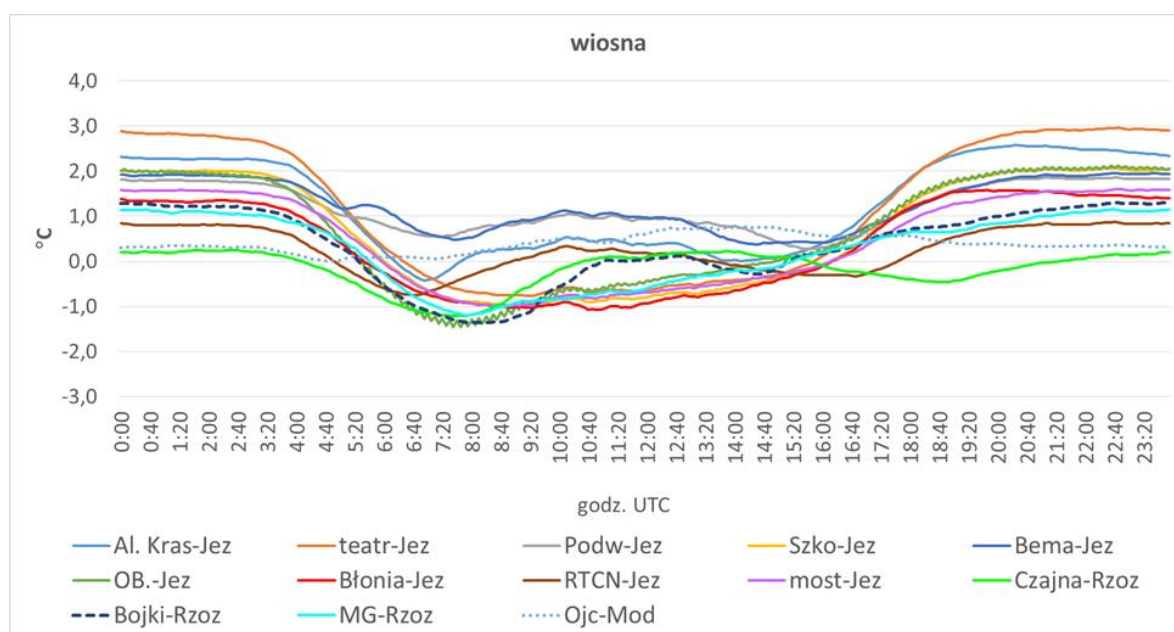
Podstawowe cechy średniego dobowego przebiegu intensywności MWC w Krakowie to największe jego zróżnicowanie w lecie i najniższe zimą. Wiosna i jesień to przejściowe pory roku i także przebiegi intensywności MWC mają charakter przejściowy między wspomnianymi latem i zimą. Latem intensywność MWC wynosi od 0,5 do ponad 3,0°C w nocy, zaś w dzień od ok. (-2) do ponad 1,0°C, co oznacza, że nocą we wszystkich punktach pomiarowych temperatura powietrza jest wyższa niż poza miastem, zaś w dzień temperatura jest wyższa niż poza miastem tylko w części punktów pomiarowych, zaś w pozostałych przypadkach to poza miastem temperatura jest wyższa. Punkty w mieście, gdzie temperatura w ciągu dnia jest niższa o ok. 1°C niż poza miastem to Ogród Botaniczny, Błonia, Teatr Słowackiego, most Wandy, os. Szkolne i ul. Mała Góra, czyli punkty reprezentujące duże tereny zielone, tereny wodne i tereny zabudowy blokowej we wschodniej części miasta, zarówno w dnie doliny, jak też 50 m ponad

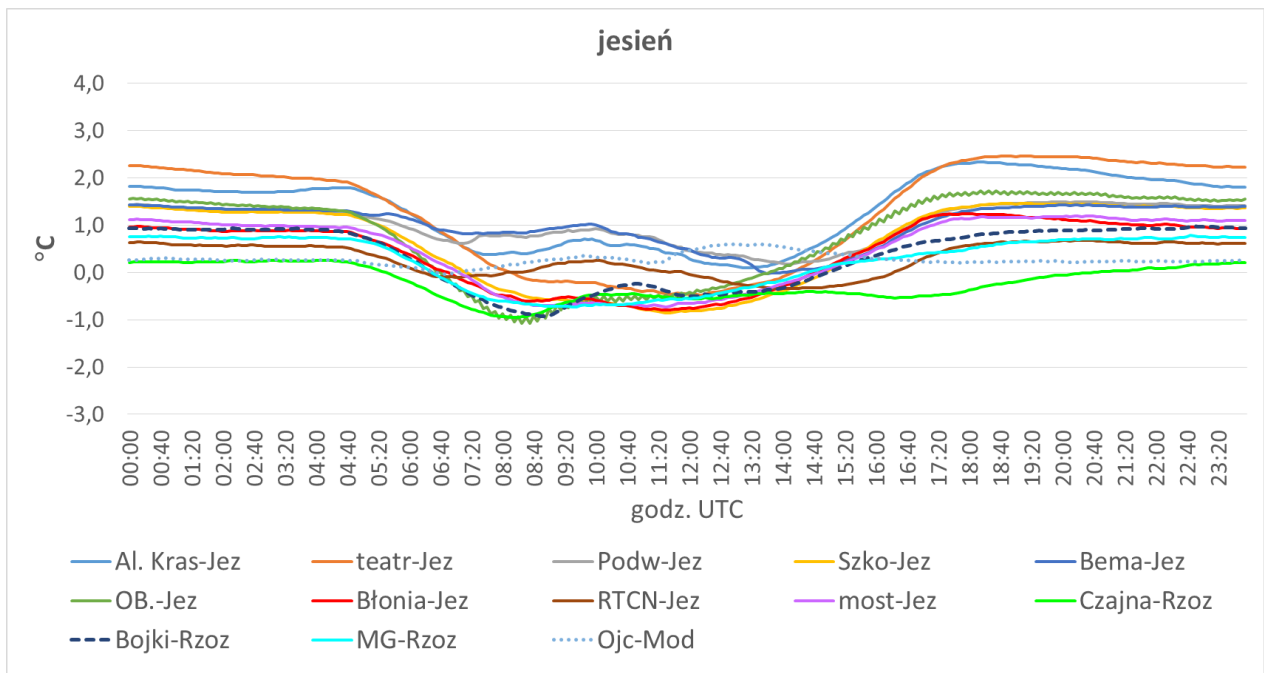
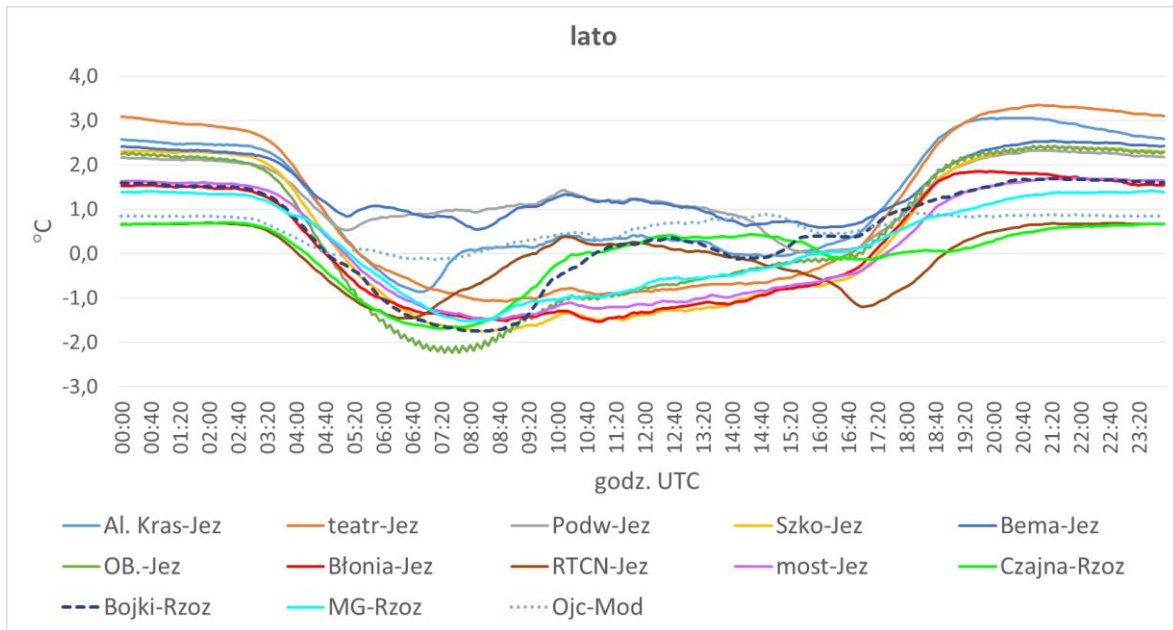


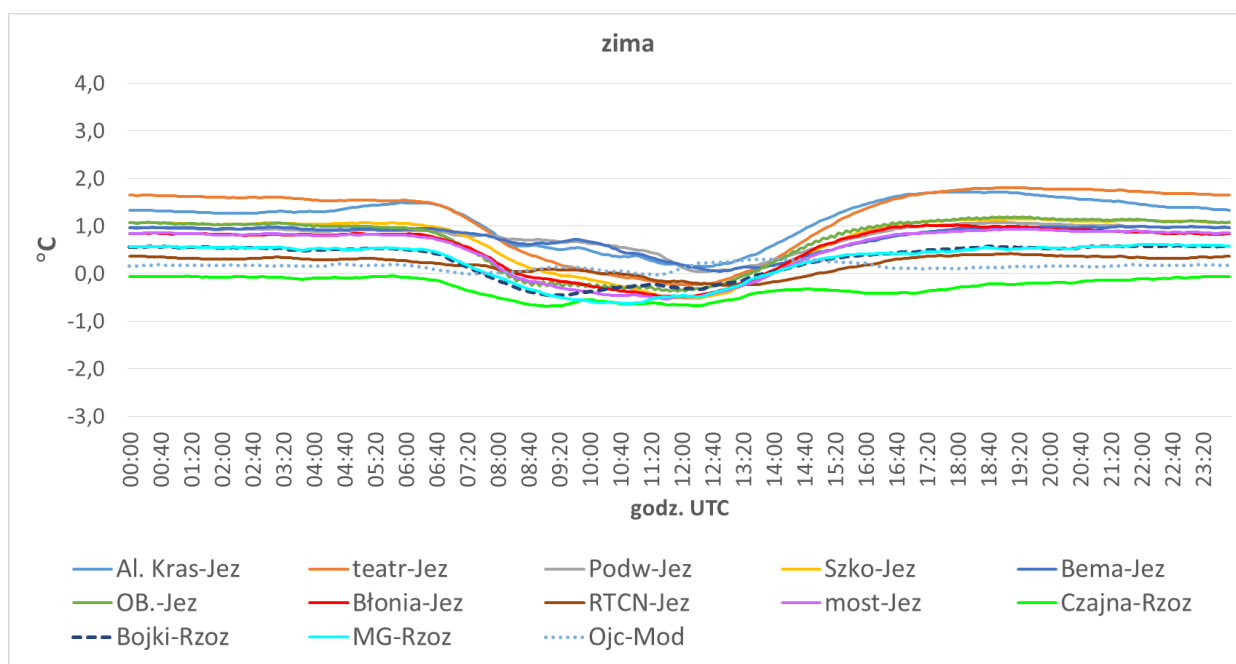
dnem doliny. W przypadku punktu przy Teatrze Słowackiego widoczny jest wpływ terenu Plant Krakowskich, czyli relatywnie dużego terenu zielonego na temperaturę powietrza w zwartej zabudowie śródmiejskiej. W zimie średnia intensywność MWC w nocy wynosi od ok. 0 do poniżej 2°C, zaś w dzień od ok. (-0,5) do 0,5°C.

We wszystkich porach roku widać nocną stabilizację intensywności MWC zarówno jak chodzi o przebieg w czasie, jak strukturę przestrzenną. Latem, kiedy intensywność MWC jest największa, w nocy najcieplejszymi punktami w porównaniu z obszarem pozamiejskim są Teatr Słowackiego, Al. Krasińskiego, ul. Bema, os. Podwawelskie, Ogród Botaniczny i os. Szkolne (intensywność MWC powyżej 2°C) natomiast w punktach ul. Ojcowska, ul. Czajna i RTCN intensywność MWC jest wtedy najniższa (poniżej 1°C). W punktach most Wandy, ul. Mała Góra, Błonia i ul. Bojki występują wartości pośrednie (1-2°C). Wspomniane „punkty najcieplejsze” reprezentują zabudowę w dnie doliny, zarówno zwartą śródmiejską, jak blokową i willową, a także tereny z zielenią wysoką. Wszystkie te tereny charakteryzują parametry struktury przestrzennej sprzyjające utrudnieniu oddawania ciepła w nocy, np. relatywnie niski wskaźnik SVF. Zarówno obecność budynków, jak też drzew powoduje, że promieniowanie podczerwone (cieplne), wypromieniowywane przez wszystkie elementy podłoża nocą, napotyka na przeszkody, które je pochłaniają i ponownie wypromieniowują. Proces ten zachodzi wielokrotnie w ciągu nocy i powoduje znaczne spowolnienie wychładzania podłoża i powietrza w porównaniu z terenem otwartym, co prowadzi do wzrostu i utrzymywania się w nocy różnicy temperatury, czyli MWC. W punktach wymienionych powyżej jako „najchłodniejsze” zabudowa jest relatywnie niska i mniej zwarta niż w punktach, gdzie występują najwyższe wartości intensywności MWC co sprzyja szybszemu wychładzaniu. Obszary wodne reprezentowane przez most Wandy nie należą do najchłodniejszych nocą, gdyż duża pojemność cieplna wody powoduje, że w nocy latem zwykle woda ma wyższą temperaturę niż powietrze co powoduje przepływ ciepła od wody ku warstwie powietrza znajdującej się nad wodą, czyli obszary wodne latem w nocy mogą powodować ogrzewanie powietrza. Punkt Błonia reprezentuje duży otwarty teren zieleni niskiej, przy czym czujnik ze względów bezpieczeństwa umieszczony był na latarni przy jednej z alejek wzdłuż której rosną drzewa, sąsiadującej z terenem zabudowanym, co przełożyło się na nieznaczne podniesienie temperatury względem punktów najchłodniejszych. Punkty ul. Mała Góra i ul. Bojki znajdują się 50 m powyżej dna doliny, ale także na obrzeżach miasta i podlegają oddziaływaniu splotów katabatycznych, które nie docierają w głąb miasta.

W ciągu dnia w lecie widać, że w momencie wschodu i zachodu Słońca następuje zmiana struktury i wielkości intensywności MWC. W nocy, wobec braku dostawy energii słonecznej, zachodzi tylko utrata energii z podłoża poprzez wypromieniowanie. Natomiast dostawa energii w dzień uruchamia szereg procesów, modyfikowanych przez rodzaj pokrycia/użytkowania terenu oraz rzeźbę terenu. Wzrost temperatury poza miastem powoduje zmniejszenie intensywności MWC, w dwóch punktach widać kontynuację uprzywilejowania ciepłego obszarów miejskich (os. Podwawelskie, ul. Bema), a w pozostałych najpierw spadek intensywności MWC do wartości ujemnych (co oznacza, że na obszarze pozamiejskim temperatura powietrza jest wyższa niż w mieście), a potem jej wzrost, który jednak nie wszędzie prowadzi do występowania wyższej temperatury powietrza w mieście niż poza miastem, co opisano powyżej. Warto zwrócić uwagę na porównanie średniego dobowego przebiegu intensywności MWC w punktach os. Podwawelskie i os. Szkolne. Oba punkty reprezentują zabudowę blokową w dnie doliny, ale os. Podwawelskie w zachodniej części doliny, a os. Szkolne we wschodniej. W nocy w obu punktach intensywność MWC jest zbliżona i przekracza  $2^{\circ}\text{C}$ , zaś w dzień os. Podwawelskie charakteryzuje temperatura powietrza wyższa o ok.  $1^{\circ}\text{C}$  niż w terenie pozamiejskim, natomiast os. Szkolne – niższa o ponad  $1^{\circ}\text{C}$ . Pokazuje to, że zachodnia część doliny Wisły w Krakowie, znacznie węższa niż wschodnia, podlega oddziaływaniu rzeźby terenu polegającym na podwyższaniu temperatury powietrza w okresie letnim i dziennym w porównaniu z terenami wyniesionymi czy płaskimi.





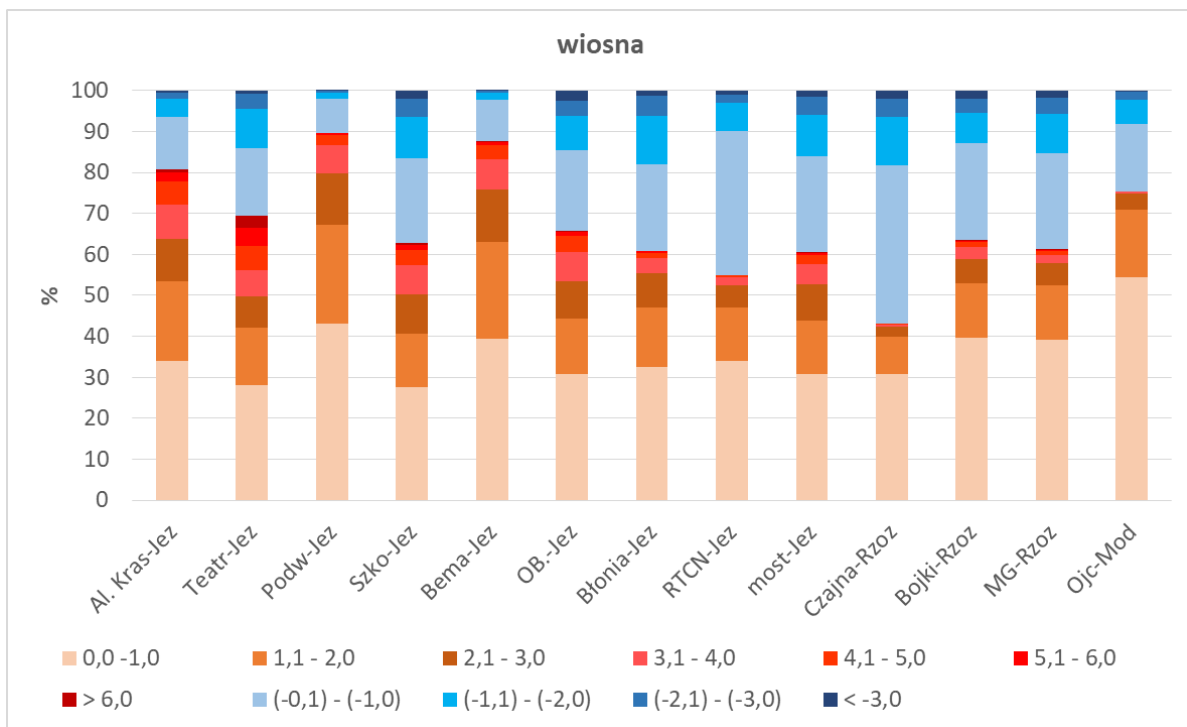


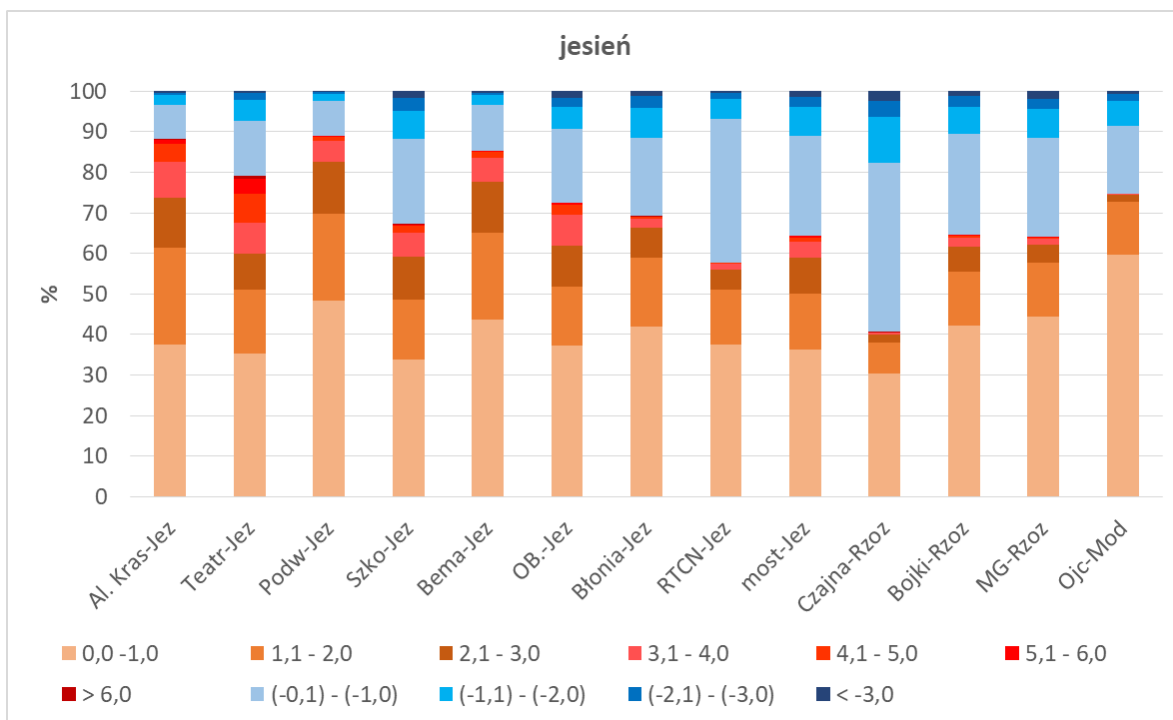
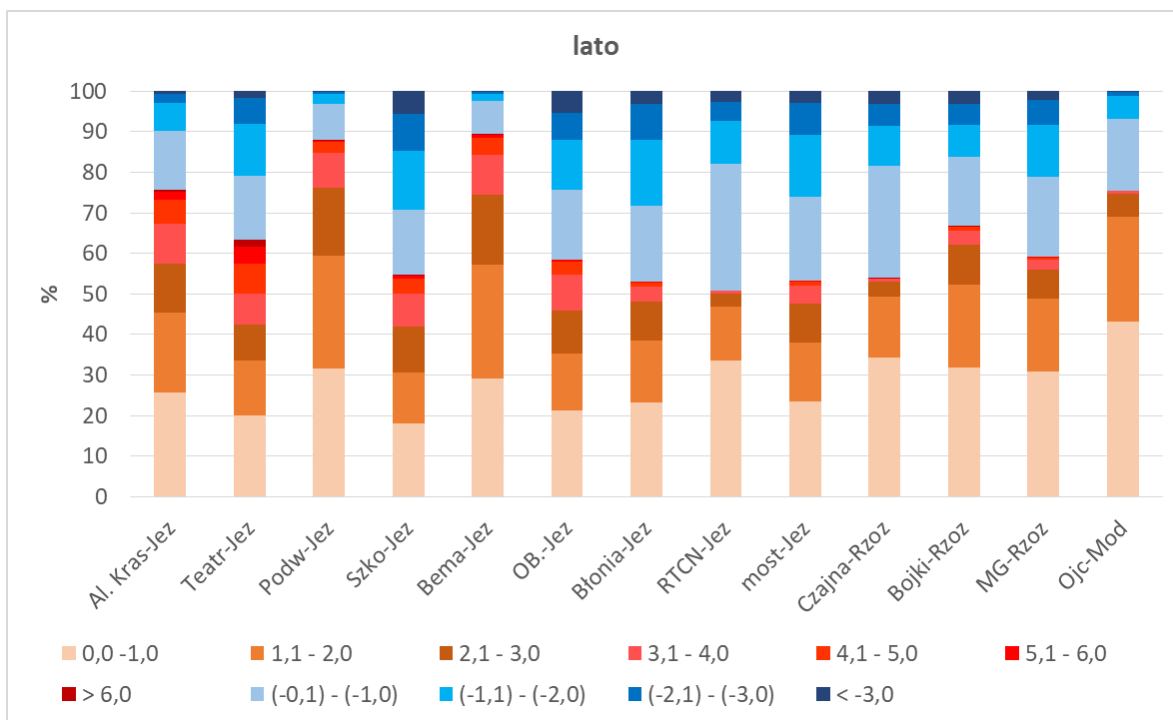
Ryc. 18. Średni dobowy przebieg intensywności MWC we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w porach roku.

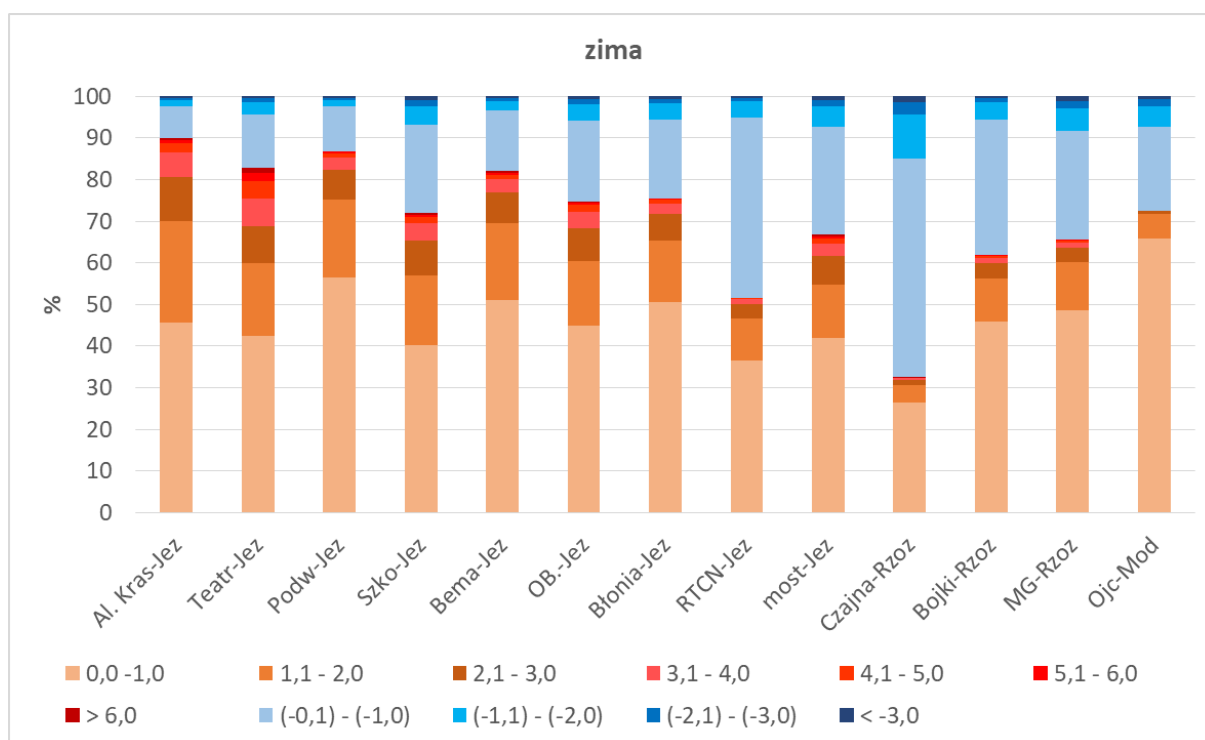
Objaśnienia: każda linia pokazuje różnicę temperatury powietrza między dwoma punktami pomiarowymi. Wszystkie punkty są opisane w tabeli 4. Objasnienia skrótów nazw: Jez – Jeziorzany, Al. Kras – Aleja Krasińskiego, teatr – Teatr im. J. Słowackiego, Podw – os. Podwawelskie, Szko – os. Szkolne, Bema – ul. Bema, OB. – Ogród Botaniczny, Błonia – Błonia, RTCN - RTCN ul. Malczewskiego, most - Most Wandy, Rzoz - Rzozów, Czajna – ul. Czajna, Bojki – ul. Bojki, MG – Mała Góra, Ojc – ul. Ojcowska, Mod – Modlniczka, np. zapis: „Al. Kras-Jez” oznacza, że od wartości z punktu przy Al. Krasińskiego były odejmowane wartości zmierzone w tym samym momencie w Jeziorzanie. Wartość dodatnia oznacza, że w punkcie położonym w mieście temperatura powietrza był wyższa niż poza miastem, zaś wartość ujemna – że temperatura była wyższa poza miastem niż w mieście.

Rycina 19 przedstawia jak często w poszczególnych punktach pomiarowych i porach roku występują różne wartości intensywności MWC w przedziałach 1-stopniowych. W lecie widoczny jest wzrost i największy udział wysokich wartości intensywności MWC w porównaniu z pozostałymi porami roku, zaś w zimie przeważają wartości niskie, co dowiadczy do opisanych powyżej cech średniego dobowego przebiegu omawianego wskaźnika w porach roku. Latem udział małych intensywności MWC z zakresu 0,0-1,0°C wynosi od 18,1% (os. Szkolne) do 43,2% (ul. Ojcowska), zaś z zakresu (-0,1) - (-1,0) od 9% (os. Podwawelskie) do 31,1% (RTCN). Zimą natomiast te udziały kształtują się odpowiednio od 26,4% (ul. Czajna) do 65,9% (ul. Ojcowska) oraz od 7,7% (Al. Krasińskiego) do 52,4% (ul. Czajna), są zatem znacznie wyższe. Wartości intensywności do 4°C występują we wszystkich punktach pomiarowych we wszystkich porach roku, przy czym wartości powyżej 3°C w większości punktów stanowią bardzo niski udział, rzędu od jednego do kilku procent.

Rozpatrując udział dużych wartości intensywności MWC, czyli powyżej 4°C, widoczny jest podział punktów pomiarowych na dwie grupy. Pierwsza z nich to Al. Krasieńskiego, Teatr Słowackiego, os. Podwawelskie, os. Szkolne, ul. Bema i Ogród Botaniczny, gdzie udział takich wartości jest znacznie wyższy (lato: 3-13%) niż w pozostałych punktach (lato: 0,1-1,4%). Można zatem stwierdzić, że dużych dodatnich wartości intensywności MWC, oznaczających, że temperatura powietrza w mieście jest znacznie wyższa niż poza miastem, można się spodziewać na całym obszarze miasta, ale znacznie częściej w dnie doliny niż na terenach wyżej położonych i przede wszystkim na terenach o różnym rodzaju zabudowy i w zieleni wysokiej. Wcześniejsze analizy pokazują, że takie duże wartości dodatnie są charakterystyczne dla pory nocnej.



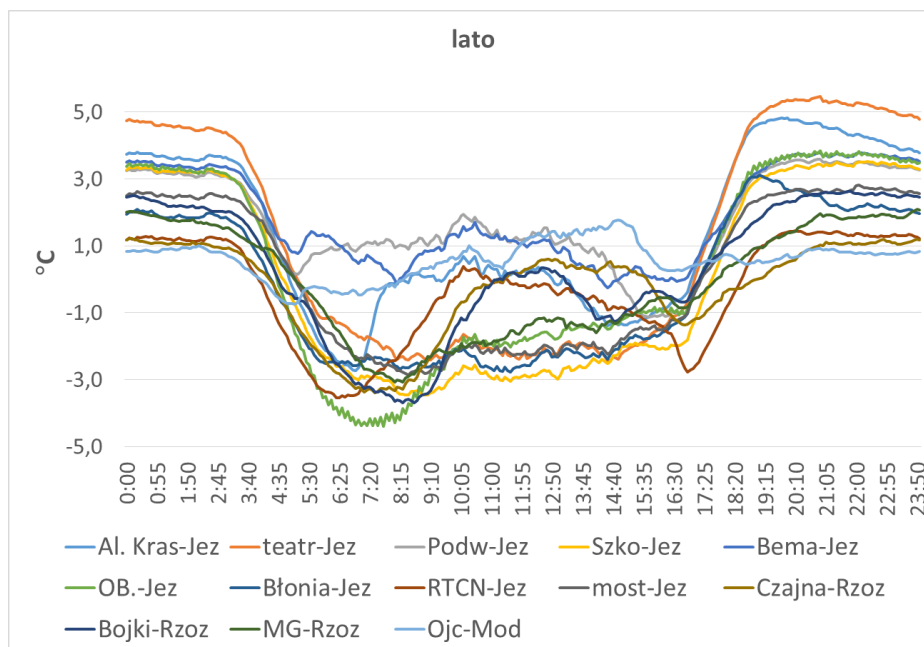
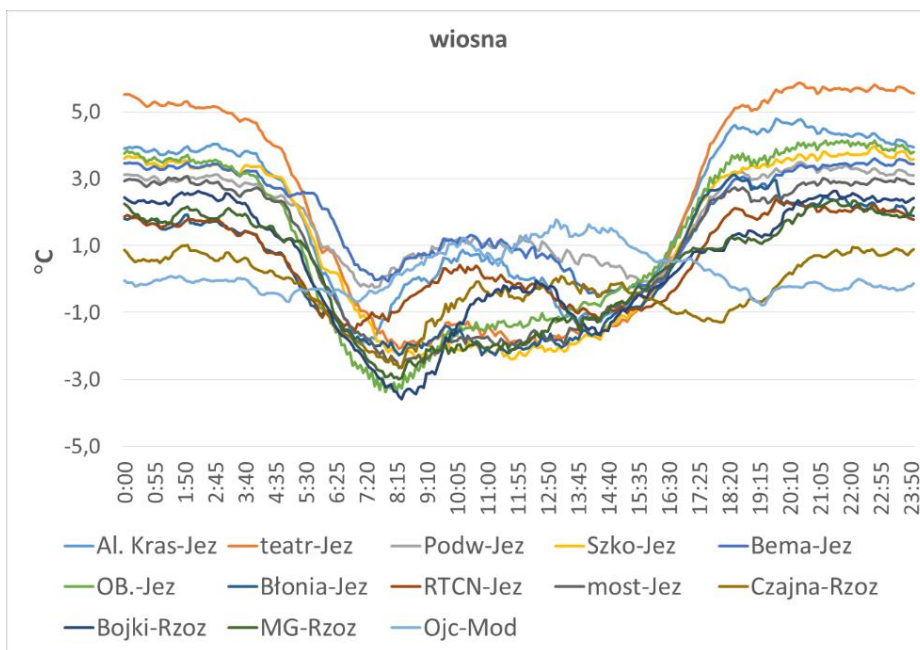




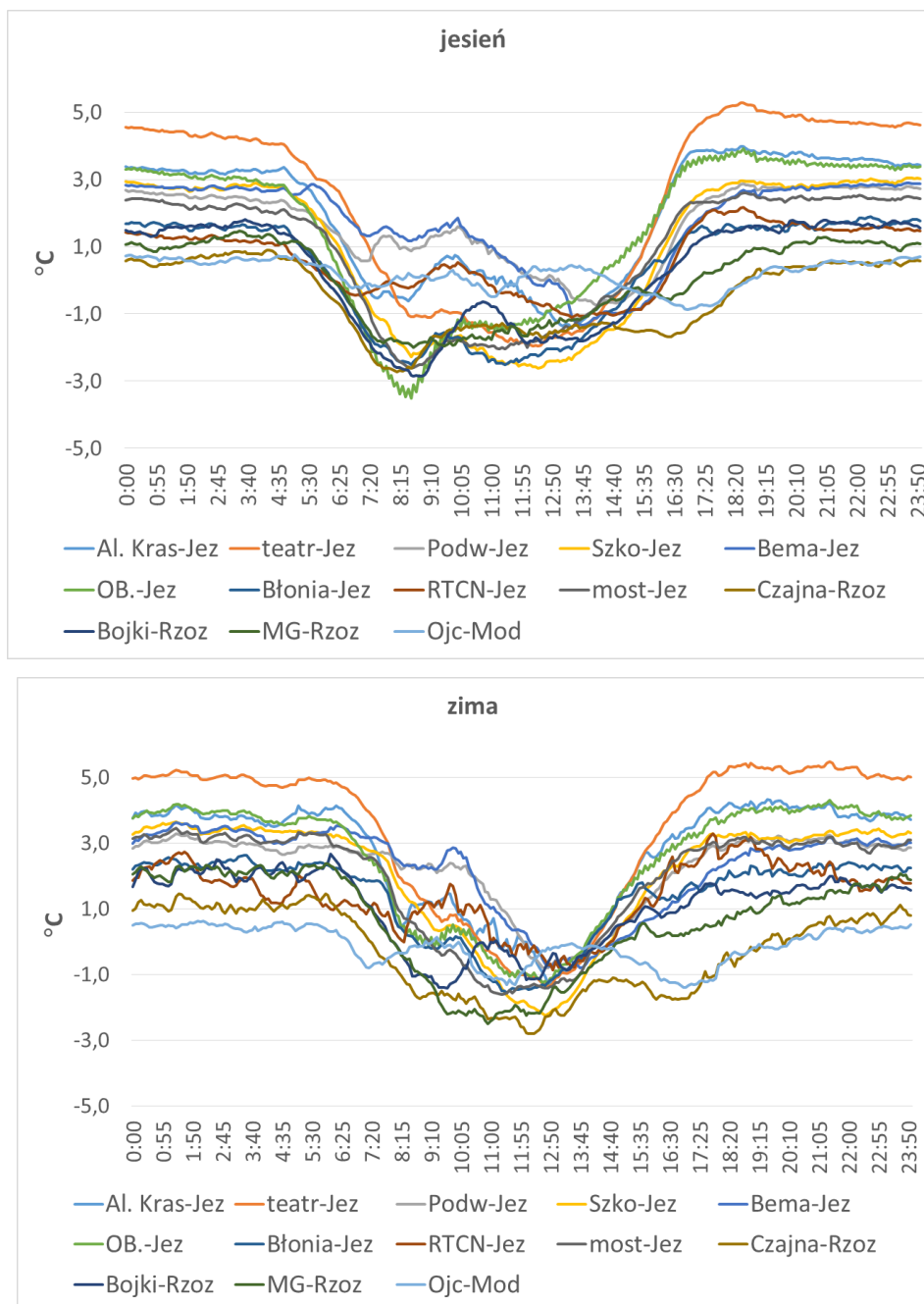
Ryc. 19. Częstość (%) intensywności MWC w poszczególnych przedziałach wartości we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w porach roku.

Objaśnienia nazw punktów pomiarowych jak w ryc. 18

Dotychczasowe analizy dotyczyły całego zbioru danych, natomiast zjawisko MWC osiąga maksymalną intensywność w czasie tzw. pogody radiacyjno-insolacyjnej. Zestawiono zatem dane pomiarowe z okresów kiedy na terenie Krakowa panowały warunki bezwietrzne lub z prędkością wiatru do 2 m/s oraz bezchmurne lub z zachmurzeniem do 2 oktantów (oktanty to jednostka stosowana w ocenie wizualnej zachmurzenia ogólnego nieba, czyli zachmurzenia przez wszystkie chmury łącznie, bez podziału na rodzaje i gatunki chmur; cały nieboskłon jest traktowany jak czasza i obserwator określa ile części ósmych nieba, czyli ile oktantów jest zajęte przez chmury, np. zachmurzenie 4 oktanty to 4/8, czyli 50% nieba jest pokryte chmurami). Następnie uśredniono dane w terminach pomiarowych co 5 minut dla poszczególnych pór roku. Wyniki prezentuje ryc. 20. We wszystkich porach roku widoczny jest zbliżony przebieg dobowy, widać jedynie różnice wynikające z długości dnia i godzin wschodu i zachodu Słońca. Natomiast na uwagę zasługuje to, że we wszystkich porach roku widać znaczny wzrost najwyższych średnich wartości intensywności MWC tak w dzień w zakresie wartości ujemnych (poniżej  $-3^{\circ}\text{C}$ ), jak w nocy w zakresie wartości dodatnich (ponad  $5^{\circ}\text{C}$ ). Inne cechy charakterystyczne przebiegu dobowego wartości intensywności MWC są podobne do tych opisanych wcześniej.





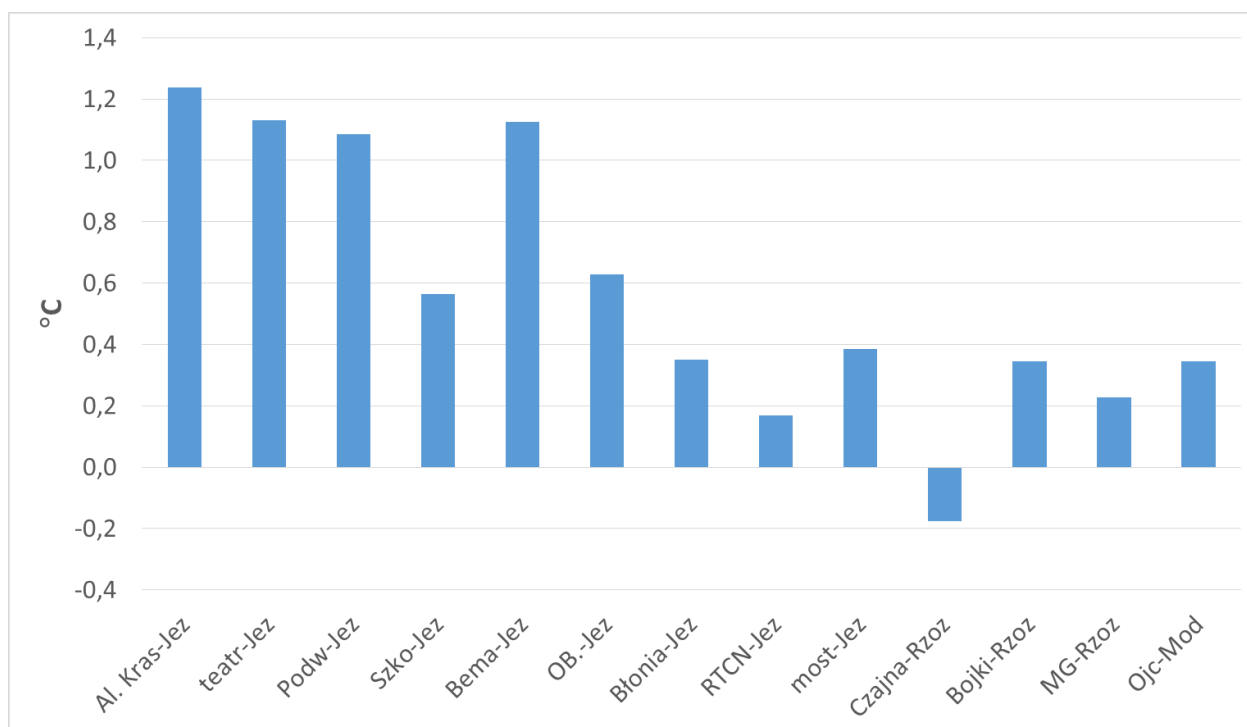


Ryc. 20. Średni dobowy przebieg intensywności MWC we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w dniach z pogodą radiacyjno-insolacyjną w porach roku  
 Objaśnienia nazw punktów pomiarowych jak w ryc. 18

## 2.2. Cykl roczny MWC

Średnia roczna intensywność MWC jest wskaźnikiem często stosowanym w badaniach klimatu miasta. Jest to jednak wartość bardzo ogólnie charakteryzująca warunki termiczne miasta i powinna być rozpatrywana w świetle dodatkowych danych dotyczących zróżnicowania

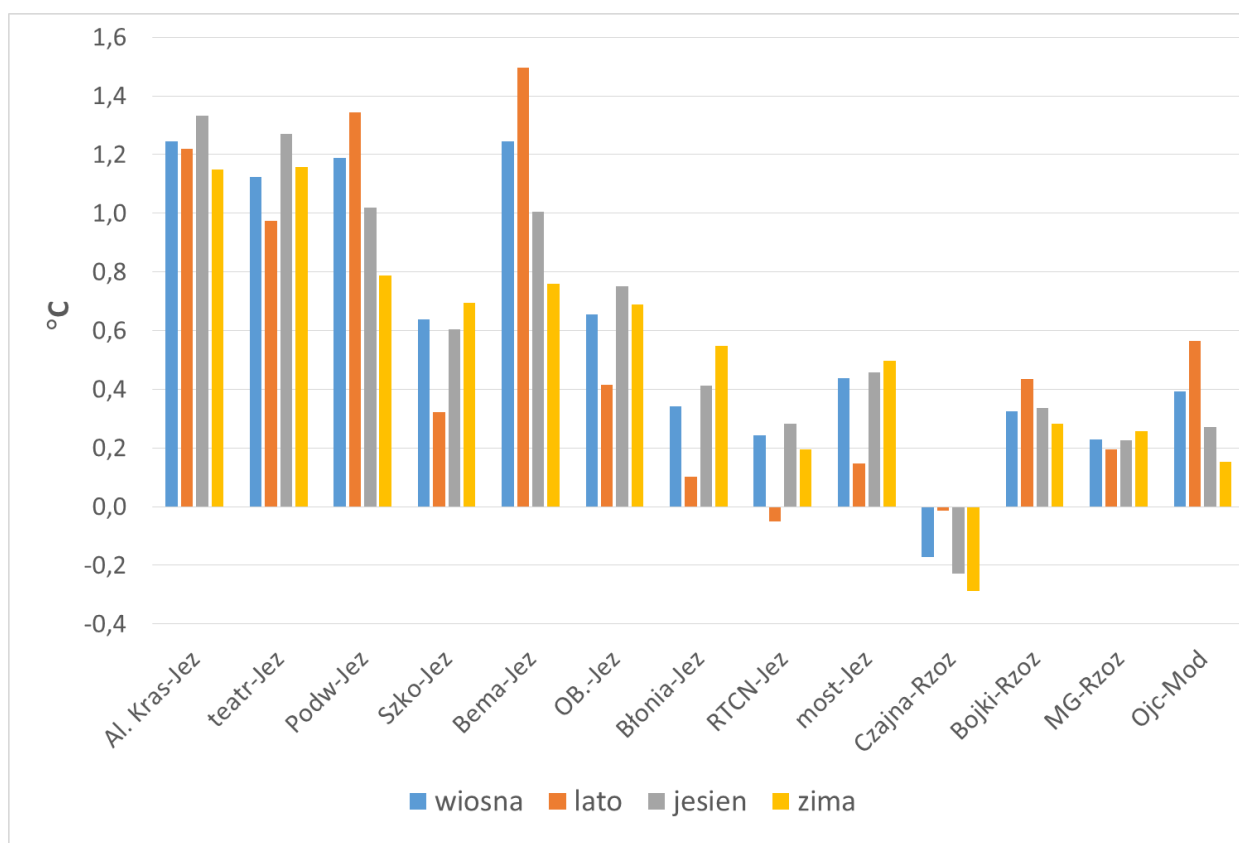
sezonowego; dlatego w niniejszym opracowaniu najpierw omówiono aspekty sezonowe dotyczące intensywności MWC. Rycina 21 pokazuje, że średnia roczna intensywność MWC w Krakowie jest bardzo zróżnicowana przestrzennie. Oznacza to, że na pytanie: „jaka jest średnia roczna intensywność MWC w Krakowie?” odpowiedź brzmi: to zależy gdzie w Krakowie. W dnie doliny w centrum miasta jest to od 1,2°C (Al. Krasieńskiego) do 1,1°C (Teatr Słowackiego, os. Podwawelskie, ul. Bema), w zabudowie blokowej we wschodniej części miasta w dnie doliny to 0,6°C, podobnie jak w zieleni wysokiej. Pozostałe obszary charakteryzują wartości 0,2-0,4°C, a wyjątkową sytuację obserwujemy w przypadku punktu pomiarowego ul. Czajna, gdzie średnia roczna intensywność MWC jest ujemna co wskazuje na to, że często zabudowa willowa położona na południe od doliny Wisły 50 m ponad dnem doliny ma temperaturę powietrza niższą niż obszary pozamiejskie. Ponownie warto zwrócić uwagę na łączny wpływ rzeźby terenu i struktury miasta: obszar reprezentowany przez ul. Czajną jest położony na obrzeżach miasta, 50 m ponad dnem doliny, podlega w nocy oddziaływaniu sływów katabatycznych, które tym łatwiej mogą obniżać temperaturę powietrza, że zabudowa jest niska i sąsiaduje z dużymi terenami zieleni niskiej.



Ryc. 21. Średnia roczna intensywność MWC w poszczególnych punktach pomiarowych w Krakowie.

Średnią roczną wartość intensywności MWC można rozpatrywać m.in. na tle średnich wartości sezonowych, zaprezentowanych na ryc. 22. W świetle tych danych należy stwierdzić,

że w poszczególnych punktach pomiarowych, najwyższe średnie sezonowe wartości intensywności MWC występują w różnych porach roku: latem na os. Podwawelskim, ul. Bema (wartość najwyższa dla tego sezonu:  $1,5^{\circ}\text{C}$ ), ul. Bojki i ul. Ojcowskiej, jesienią na Al. Krasieńskiego ( $1,3^{\circ}\text{C}$ ), przy Teatrze Słowackiego, w RTCN i w Ogrodzie Botanicznym, zimą na os. Szkolnym ( $0,7^{\circ}\text{C}$ ), na Błoniach, przy moście Wandy, na ul. Czajnej i na ul. Mała Góra. Ujemne wartości średnie sezonowe charakteryzują punkt przy ul. Czajnej, w dowiązaniu do wartości średniej rocznej, ale wartość ujemna pojawia się także dla okresu letniego dla RTCN, co potwierdza duże zróżnicowanie warunków termicznych miasta i konieczność zachowania szczególnej ostrożności przy wszelkich uogólnieniach dotyczących tego zagadnienia. Warto także zauważyć, że najwyższa średnia sezonowa wartość intensywności MWC, czyli  $1,5^{\circ}\text{C}$  latem na ul. Bema jest zbliżona do najwyższej wartości średniej rocznej dla Al. Krasieńskiego:  $1,2^{\circ}\text{C}$ , zatem w takim zakresie wartości można definiować najwyższą średnią intensywność MWC w centrum miasta w dnie doliny. Ryc. 22 pokazuje także, że w poszczególnych punktach różnice między porami roku są niewielkie, np. na Al. Krasieńskiego czy przy ul. Mała Góra, zaś w innych punktach sięgają  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ , np. os. Podwawelskie, ul. Bema. Jest to uzupełnienie prezentowanych wcześniej wartości średnich rocznych, ale także wskazówka, że w różnych typach użytkowania terenu, położonych w różnych formach terenu zjawisko MWC osiąga w ciągu roku najwyższe wartości intensywności w różnych porach roku.



Ryc. 22. Średnia sezonowa intensywność MWC w poszczególnych punktach pomiarowych w Krakowie

### 2.3. Struktura przestrzenna MWC

Zaprezentowane dotychczas analizy pokazywały zjawisko MWC w poszczególnych punktach pomiarowych. Każdy z nich reprezentuje dany typ LCZ, czyli określony typ pokrycia/użytkowania terenu, sklasyfikowany z wykorzystaniem cech istotnych dla badania klimatu miasta, a w szczególności wpływu podłoża na temperaturę powietrza w skali lokalnej. Koncepcja LCZ (ang. *Local Climate Zones*) została omówiona w pierwszej części niniejszego opracowania. Natomiast samo zjawisko MWC ma w nazwie słowo „wyspa”, gdyż od początku badań nad klimatem miasta próbowano rozpatrywać je przestrzennie. Pierwotnie przedstawiano je w postaci izoterm tworzących zamknięte kształty, przypominające odwzorowania wysp na mapach. Wraz z rozwojem metod pomiarowych i analitycznych widać, że w mieście zazwyczaj mamy raczej do czynienia nie tyle z wyspami ciepła, co ze swoistą „mozaiką termiczną”, przy czym stosuje się różne metody generalizowania danych w celu uzyskania bardziej ogólnego obrazu zjawiska.

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę uzyskania przestrzennego obrazu intensywności MWC w Krakowie w oparciu o zaprezentowane powyżej wieloletnie pomiary temperatury powietrza w wybranych punktach na terenie miasta i okolic. Konieczne było przyjęcie określonych założeń, uwzględniających szereg czynników istotnych w takim postępowaniu:

1. Obszar Krakowa został podzielony na kilka stref: tereny dna doliny do 230 m n.p.m. i tereny zurbanizowane położone wyżej; następnie dolina została podzielona na część zachodnią, wąską i wschodnią, szeroką, a dalszy podział obejmował podział na tereny znajdujące się na północ i na południe od doliny Wisły. W sumie otrzymano zatem 6 stref: a. dno doliny, część zachodnia, b. dno doliny część wschodnia, c. 50 m ponad dnem doliny, część zachodnia na pd. od doliny Wisły, d. 50 m ponad dnem doliny, część zachodnia na pn. od doliny Wisły, e. 50 m ponad dnem doliny, część wschodnia na pd. od doliny Wisły, f. 50 m ponad dnem doliny, część wschodnia na pn. od doliny Wisły;
2. Intensywność MWC była obliczana z wykorzystaniem punktów pozamiejskich znajdujących się tylko w zachodniej części doliny, z uwagi na brak podobnego profilu w części wschodniej;
3. Każdy punkt pomiarowy został przypisany do tylko jednego rodzaju LCZ, który uznano za dominujący w jego otoczeniu, choć zazwyczaj różnorodność zabudowy miasta skłania do przypisywania danemu punktowi więcej niż jednego LCZ;
4. Po przeanalizowaniu mapy LCZ dla Krakowa (otrzymanej przy zastosowaniu metod opisanych w części pierwszej niniejszego opracowania) wyznaczono LCZ dla których brak danych z powodu braku pomiarów na tego typu terenach, np. teren kombinatu nowohuckiego, duże parkingi koło centrów handlowych, wewnątrz obszarów leśnych; dla tych terenów na rycinach brak danych;
5. Wyniki pomiarów zaprezentowane powyżej pokazały odmienność warunków termicznych we wschodniej i zachodniej części doliny Wisły na terenie Krakowa. Z tego powodu wyznaczono linię podziału doliny na takie 2 części;
6. W każdej z wyznaczonych 6 stref (opisanych powyżej w pkt. 1) do każdego fragmentu obszaru o wymiarach 30 x 30 m, do którego został przypisany dany rodzaj LCZ – przypisano intensywność MWC wg obliczeń z punktu pomiarowego przypisanego do takiego LCZ. Szczegóły zostały pokazane w tabeli 5;
7. Biorąc pod uwagę analizę wyników pokazaną we wcześniejszych podrozdziałach, dane z niektórych punktów pomiarowych przypisano do LCZ w kilku strefach z uwagi na ograniczoną liczbę punktów pomiarowych.

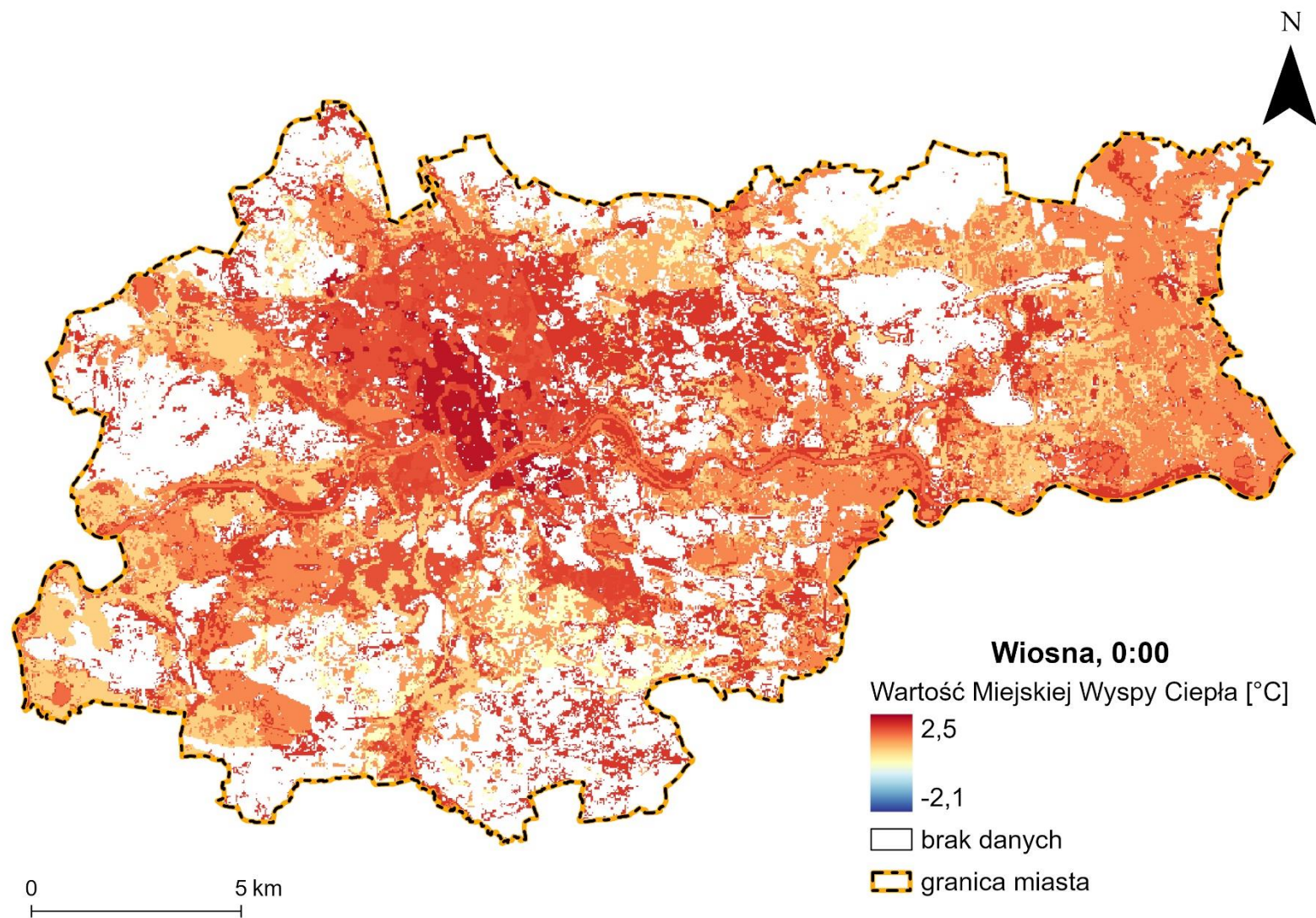
W związku z potrzebą rozróżnienia części wschodniej oraz zachodniej obszaru leżącego w granicach administracyjnych Krakowa, przeprowadzono linię podziału ciągnącą się z północnego wschodu na południowy zachód, uwzględniając zasięg przestrzenny form terenu charakterystycznych dla wschodniej części doliny (rozległe terasy) i dla zachodniej jej części (np. zręby tektoniczne i pagóry ze sfałdowanych osadów miocenu). Zastosowano takie uproszczenie, ponieważ mapa wartości MWC nie przedstawia faktycznych wartości temperatury i intensywności MWC w każdym miejscu na obszarze Krakowa, a jest jedynie modelem, oddającym w pewnym stopniu rzeczywistość i opierającym się na punktach referencyjnych, którymi są punkty pomiarowe. Zabieg ten wynika z potrzeby rozróżnienia terenów leżących w tej samej formie terenu (dolina) i o zbliżonym użytkowaniu terenu (według podziału na *Local Climate Zones*) w celu przydzielenia różnych wartości intensywności MWC (wynikających z wcześniej pokazanych obliczeń), z podziałem na część wschodnią i zachodnią badanego obszaru. Tok postępowania polegający na przypisaniu wszystkim terenom z danego LCZ wartości MWC wyznaczonych dla jednego punktu reprezentującego dany LCZ był stosowany np. w opracowaniu dla Wrocławia (Szymanowski 2004), ale bez uwzględniania wpływu rzeźby terenu, gdyż w tamtym mieście jest ona mało zróżnicowana i nie ma wpływu na termikę miasta. W przypadku Krakowa wpływu rzeźby nie da się pominąć, zarazem brak gotowych rozwiązań technicznych dotyczących prezentacji graficznej zaobserwowanych różnic. Nie ulega wątpliwości, że w środowisku przyrodniczym zazwyczaj zamiast ostrych granic występują strefy przejściowe i tak docelowo należy traktować tereny wzdłuż linii podziału doliny na część wschodnią i zachodnią. Natomiast zastosowanie bardziej zaawansowanych technik analizy przestrzennej zmiany temperatury powietrza w omawianym przypadku wymaga więcej czasu na wypracowanie odpowiedniej metody. Ponadto nie bez znaczenia jest, że dane z punktów pomiarowych IGiGP UJ pokazują warunki termiczne reprezentatywne dla danego typu LCZ, ale w przypadku Krakowa każdy LCZ wykazuje pewne zróżnicowanie cech morfometrycznych co może mieć wpływ na kształtowanie temperatury powietrza. Jeśli w przyszłości byłaby możliwość wykonać ponownie kilkuletnią serię pomiarową to należałoby to uwzględnić planując tak ilość, jak rozmieszczenie punktów pomiarowych. Natomiast autorzy niniejszego opracowania będą w najbliższych miesiącach podejmować próby uzyskania obrazu przestrzennego zróżnicowania MWC w Krakowie bliższego opisanym założeniom o strefach przejściowych w przyrodzie.

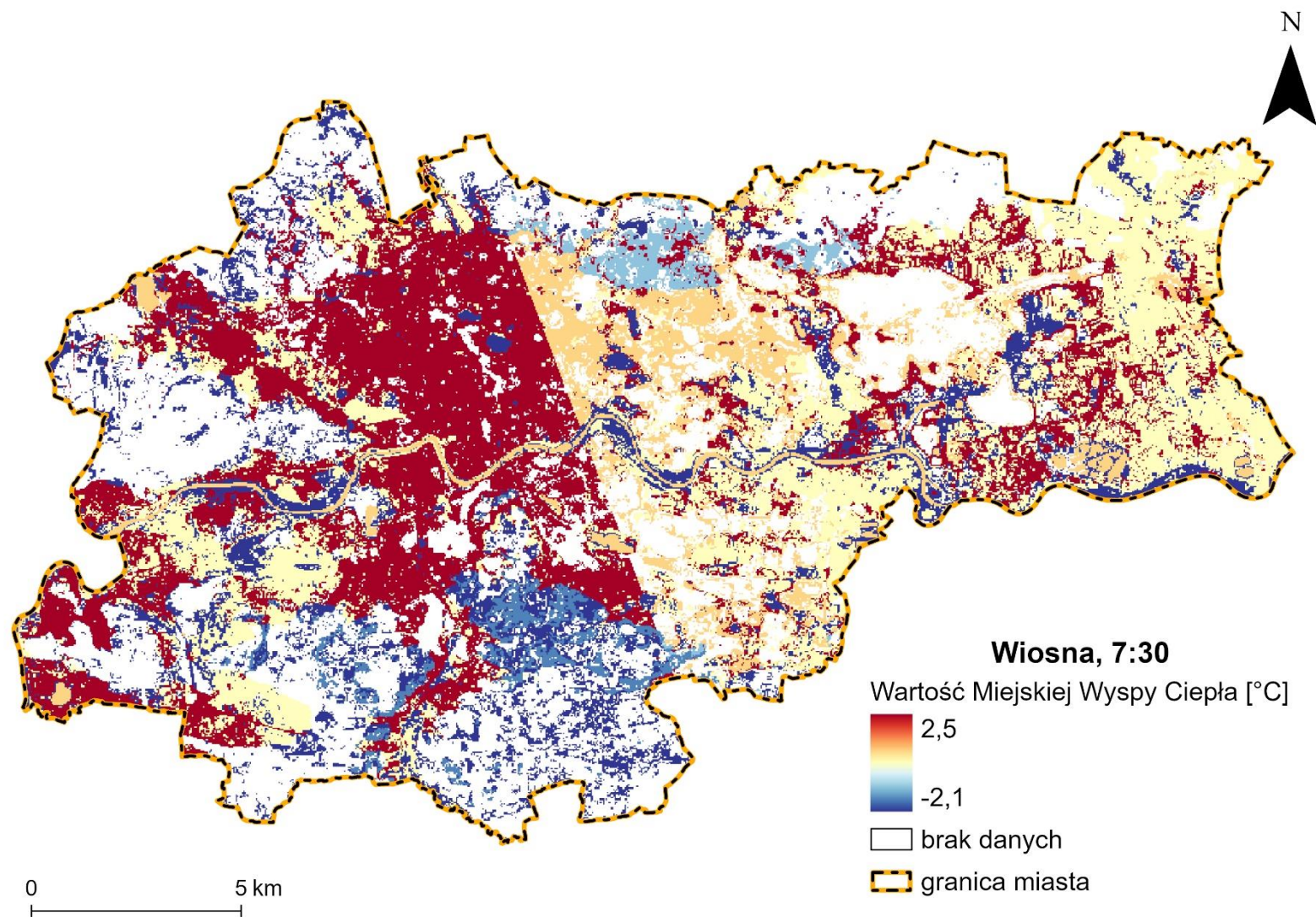
Tab. 5. Przyporządkowanie punktów pomiarowych do LCZ w wyróżnionych strefach klimatu miasta na terenie Krakowa

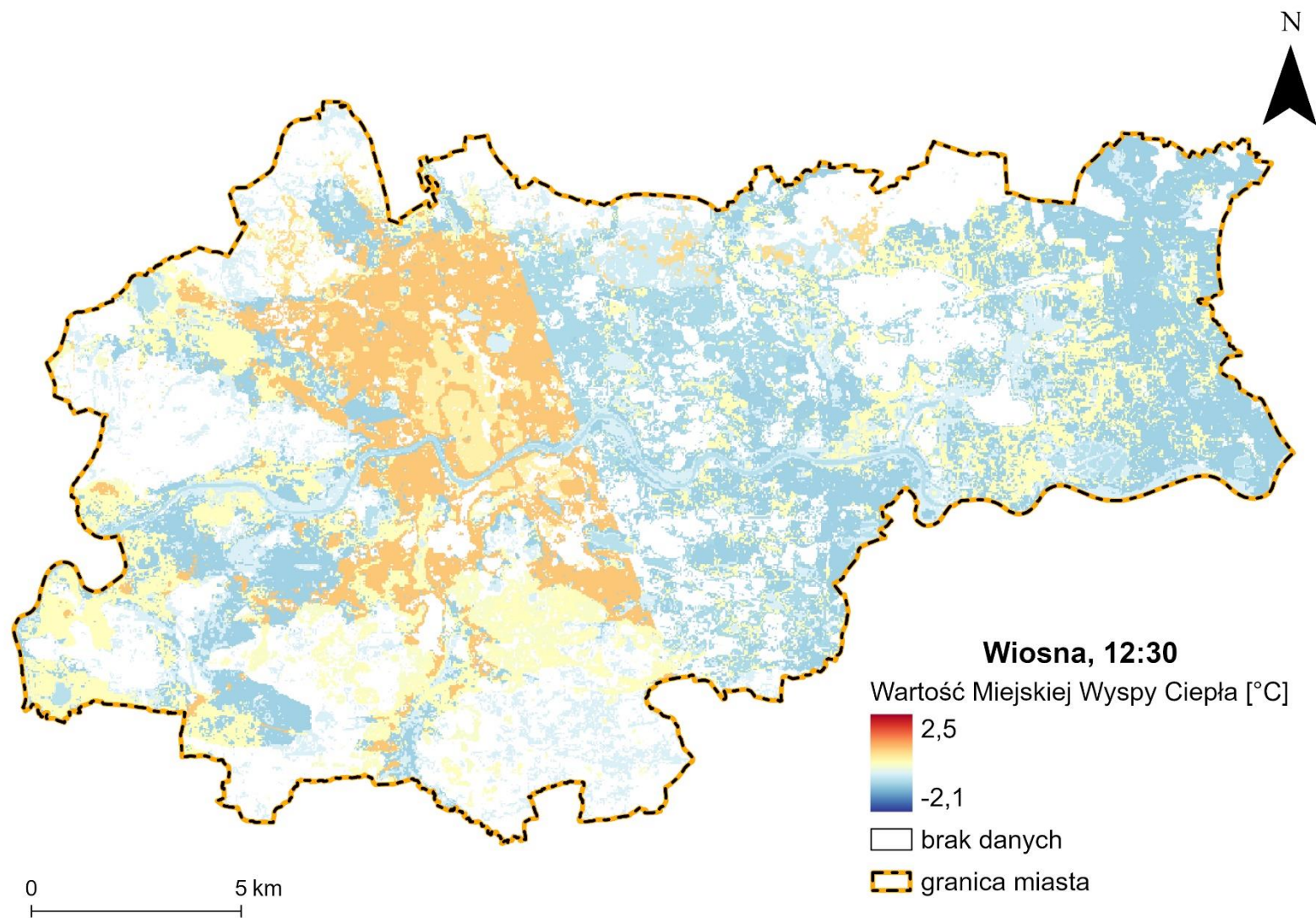
<b>Punkt pomiarowy</b>	<b>Nr LCZ</b>	<b>Nazwa LCZ</b>
<b>dno doliny, część zachodnia</b>		
Al. Krasieńskiego	2	Zwarta zabudowa średniej wysokości
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Błonia	D	Obszar porośnięty przez roślinność niską
Most Wandy	G	Wody
Os. Podwawelskie	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości
Ul. Bema	6	Niska zabudowa osiedlowa
RTCN	9	Zabudowa rozproszona
<b>dno doliny, część wschodnia</b>		
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Błonia	D	Obszar porośnięty przez roślinność niską
Os. Szkolne	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości
Most Wandy	G	Wody
RTCN	9	Zabudowa rozproszona
<b>50 m ponad dnem doliny, część zachodnia na pd. od doliny Wisły</b>		
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Ul. Bojki	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości
Ul. Czajna	6	Niska zabudowa osiedlowa
<b>50 m ponad dnem doliny, część zachodnia na pn. od doliny Wisły</b>		
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Ul. Bojki	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości
Ul. Ojcowska	6	Niska zabudowa osiedlowa
<b>50 m ponad dnem doliny, część wschodnia na pd. od doliny Wisły</b>		
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Ul. Czajna	6	Niska zabudowa osiedlowa
Ul. Mała Góra	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości
<b>50 m ponad dnem doliny, część wschodnia na pn. od doliny Wisły</b>		
Ogród Botaniczny	B	Obszar z pojedynczymi drzewami
Ul. Ojcowska	6	Niska zabudowa osiedlowa
Ul. Mała Góra	5	Zabudowa osiedlowa średniej wysokości

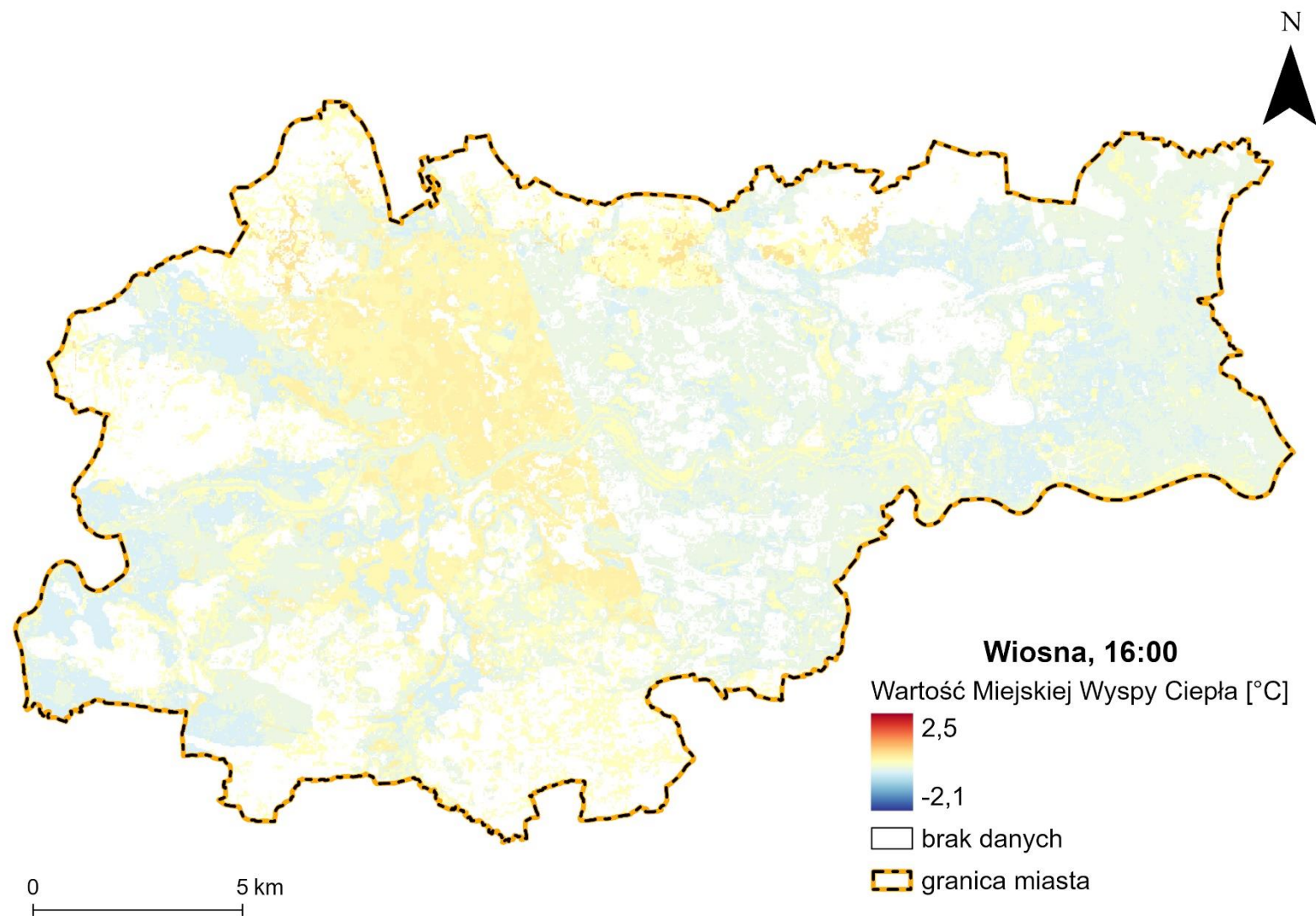
Ryciny 23-26 przedstawiają rozkład przestrzenny średnich sezonowych wartości intensywności MWC w 4 wybranych terminach w czasie doby (czas UTC) dla każdej pory roku. Wybór terminów podyktowany został analizą ryciny 18. Pierwszy termin w każdej porze roku pokazuje godziny nocne, kiedy występuje ustabilizowane zróżnicowanie przestrzenne intensywności MWC, a także najwyższe jej wartości. Kolejny termin to moment po wschodzie Słońca, kiedy w większości punktów notuje się ujemne wartości intensywności MWC. Trzeci termin to godziny okołopołudniowe, kiedy intensywność MWC zwykle jest najniższa we wszystkich punktach pomiarowych, zaś termin ostatni dowiązuje do momentu w ciągu doby, kiedy struktura przestrzenna właściwa dla pory dziennej przechodzi w strukturę nocną. W terminach pokazujących porę dzienną widoczna jest wyraźna dychotomia między wschodnią i zachodnią częścią doliny co wynika z zastosowania arbitralnego podziału na strefy i należy to traktować jako pewne uproszczenie. Uzyskanie bardziej zgeneralizowanego obrazu wymaga dużego nakładu pracy i jest zadaniem na przyszłość. Jednak dychotomia ta pokazuje wyraźną różnicę w oddziaływaniu tego samego rodzaju zabudowy, czyli zabudowy blokowej, w zależności od jej usytuowania względem form rzeźby terenu. W badaniach klimatu miasta cechy charakterystyczne MWC określa się dla okresu nocnego, kiedy zjawisko to jest najpełniej rozwinięte. W przypadku Krakowa także widać, że największa intensywność MWC przypada na godziny nocne, we wszystkich porach roku. Intensywność MWC jest kształtowana przede wszystkim przez rodzaj użytkowania/pokrycia terenu i wzrasta ze wzrostem gęstości, zwartości zabudowy. Dane z godzin nocnych pokazują, że w Krakowie należy raczej mówić o archipelagu miejskich wysp ciepła niż o jednej MWC. Zwraca również uwagę drugi z pokazanych terminów pomiarowych w każdej porze roku, termin poranny, kiedy widać największe zróżnicowanie przestrzenne zjawiska, ale analiza ryc. 18 pokazuje, że taka sytuacja trwa krótko. Dane pomiarowe oraz wygenerowany rozkład przestrzenny wskazują na dużą dynamikę zjawiska MWC w ciągu doby i w ciągu roku. Nawet jeśli zdarzają się bardzo duże różnice temperatury powietrza to trwają one relatywnie krótko.



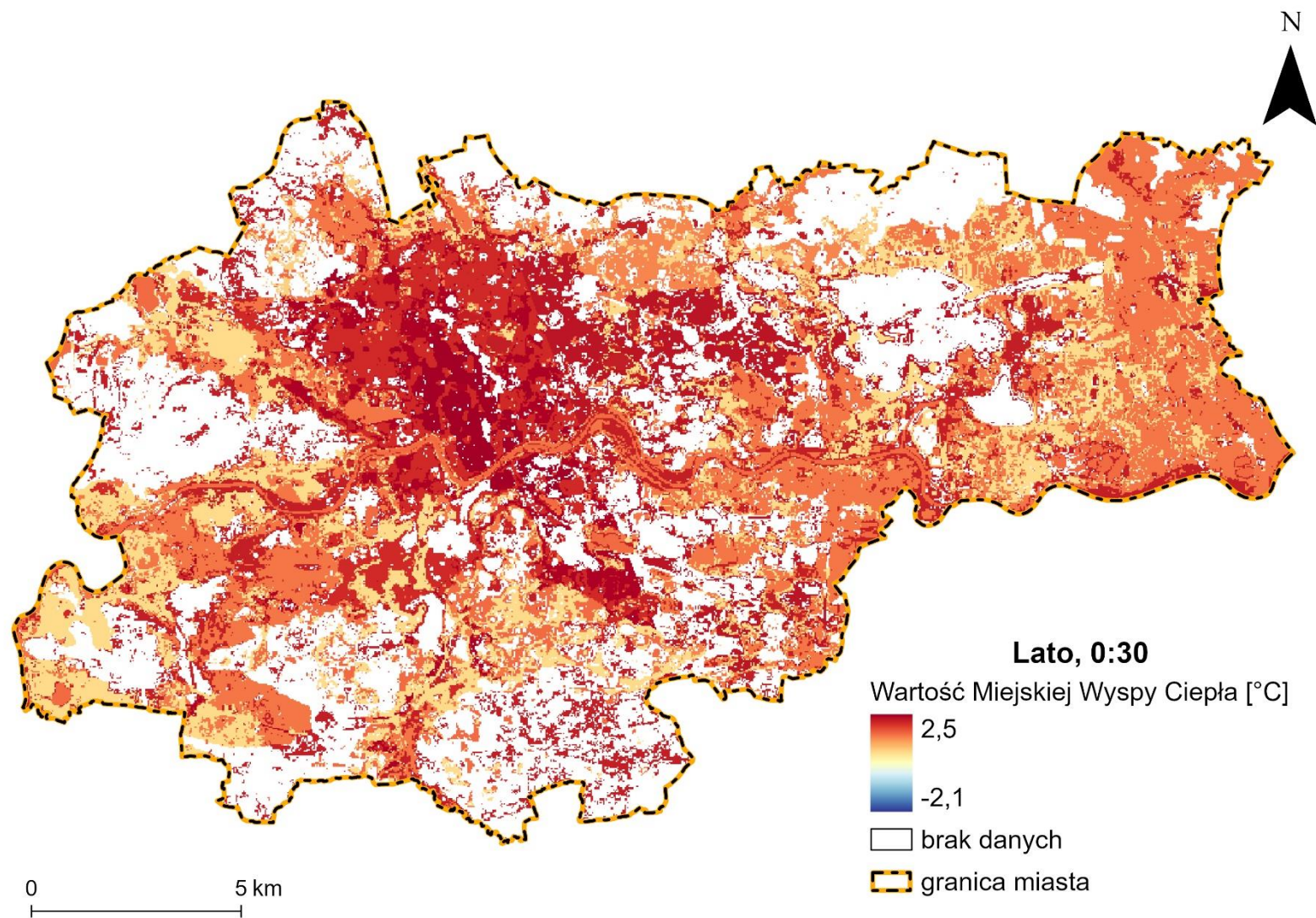


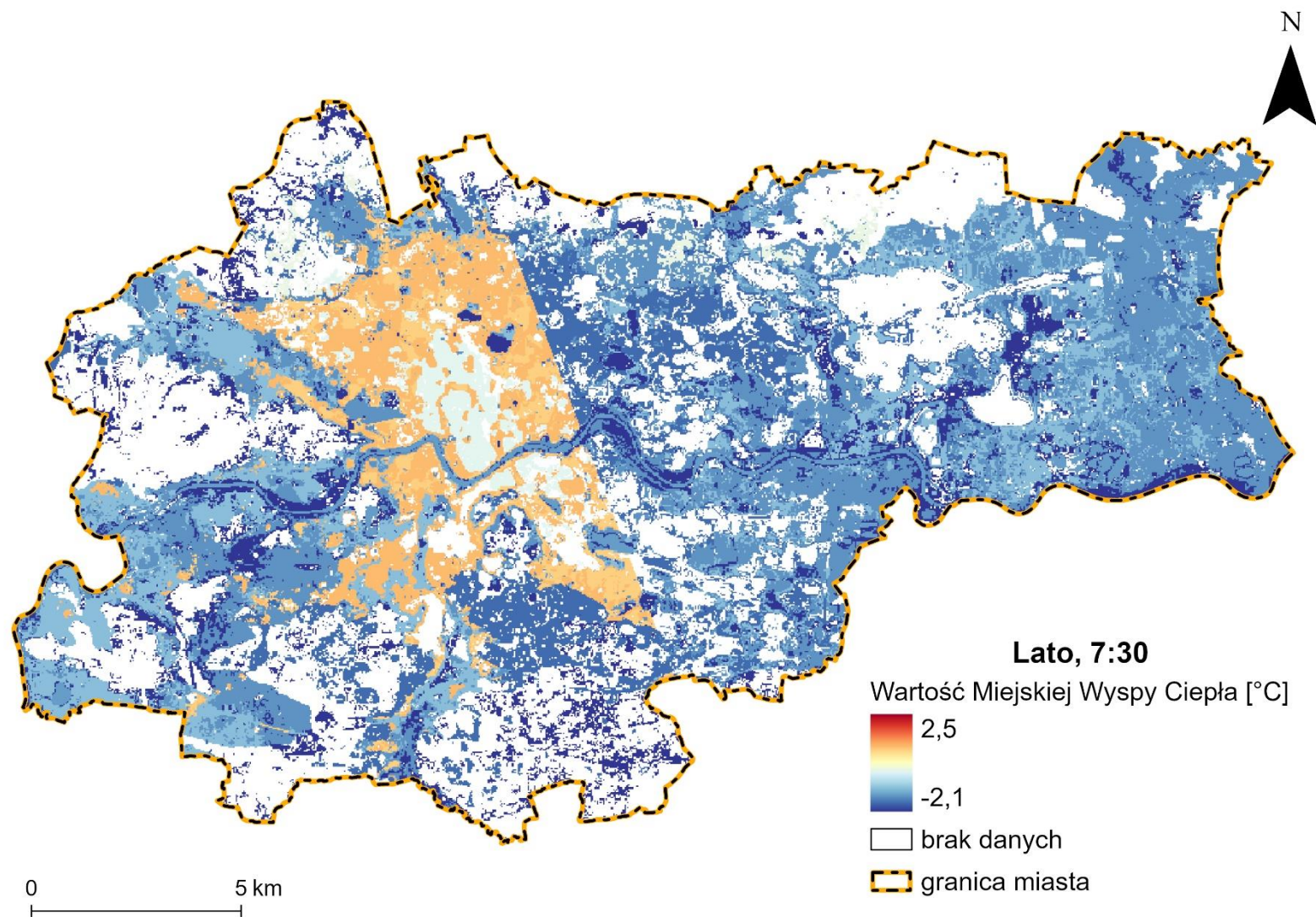


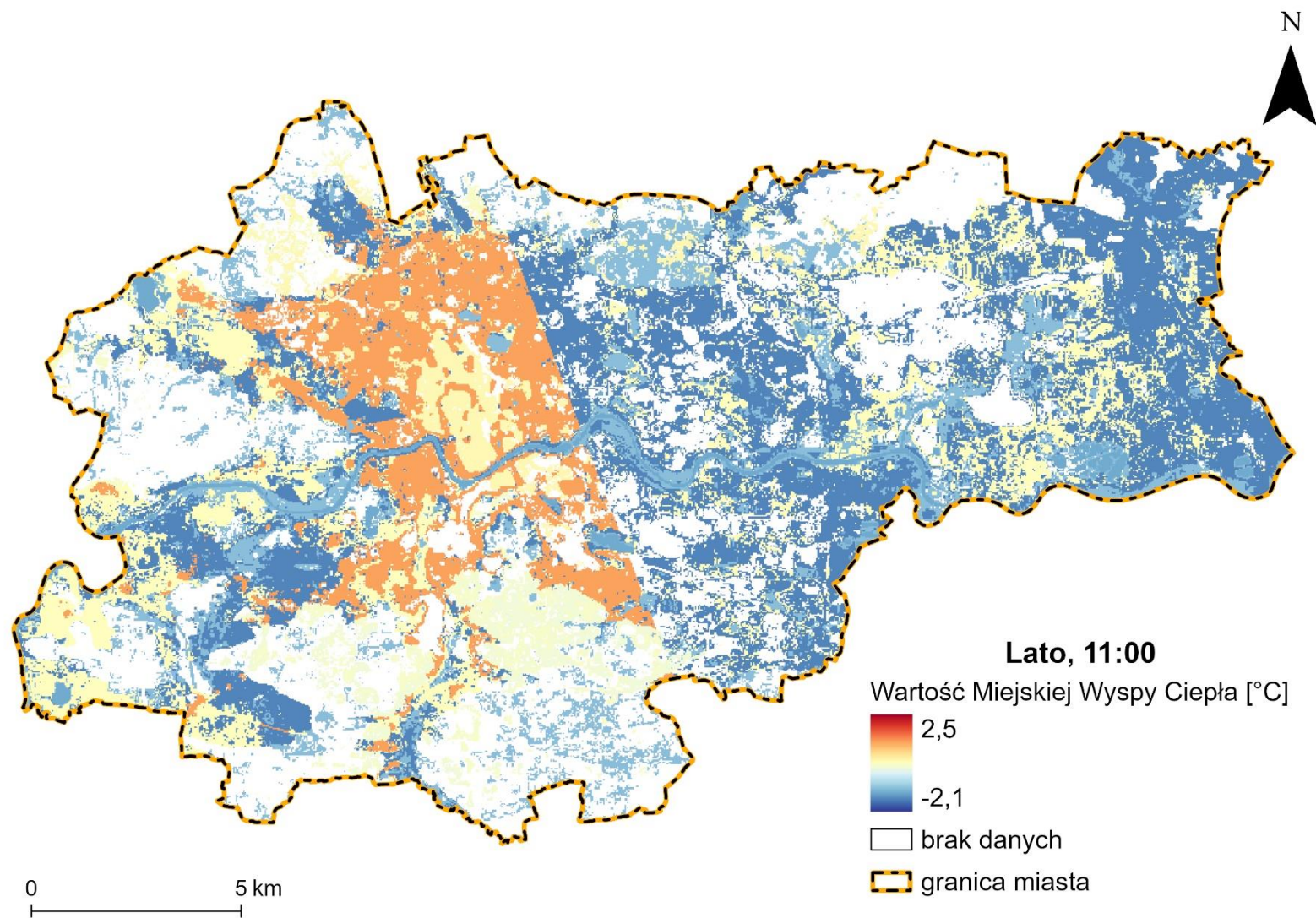


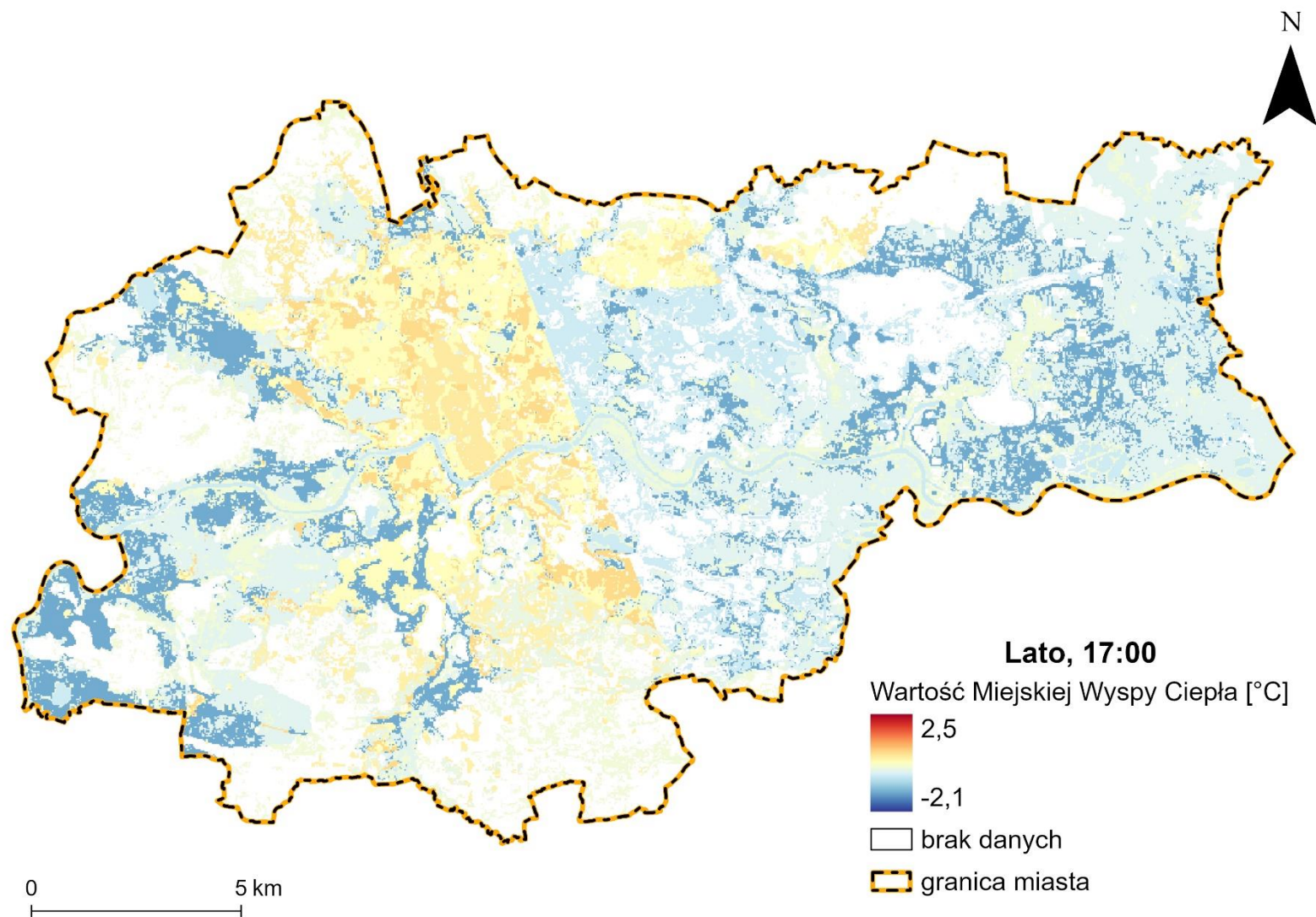


Ryc. 23. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie wiosną w wybranych terminach doby (czas UTC).



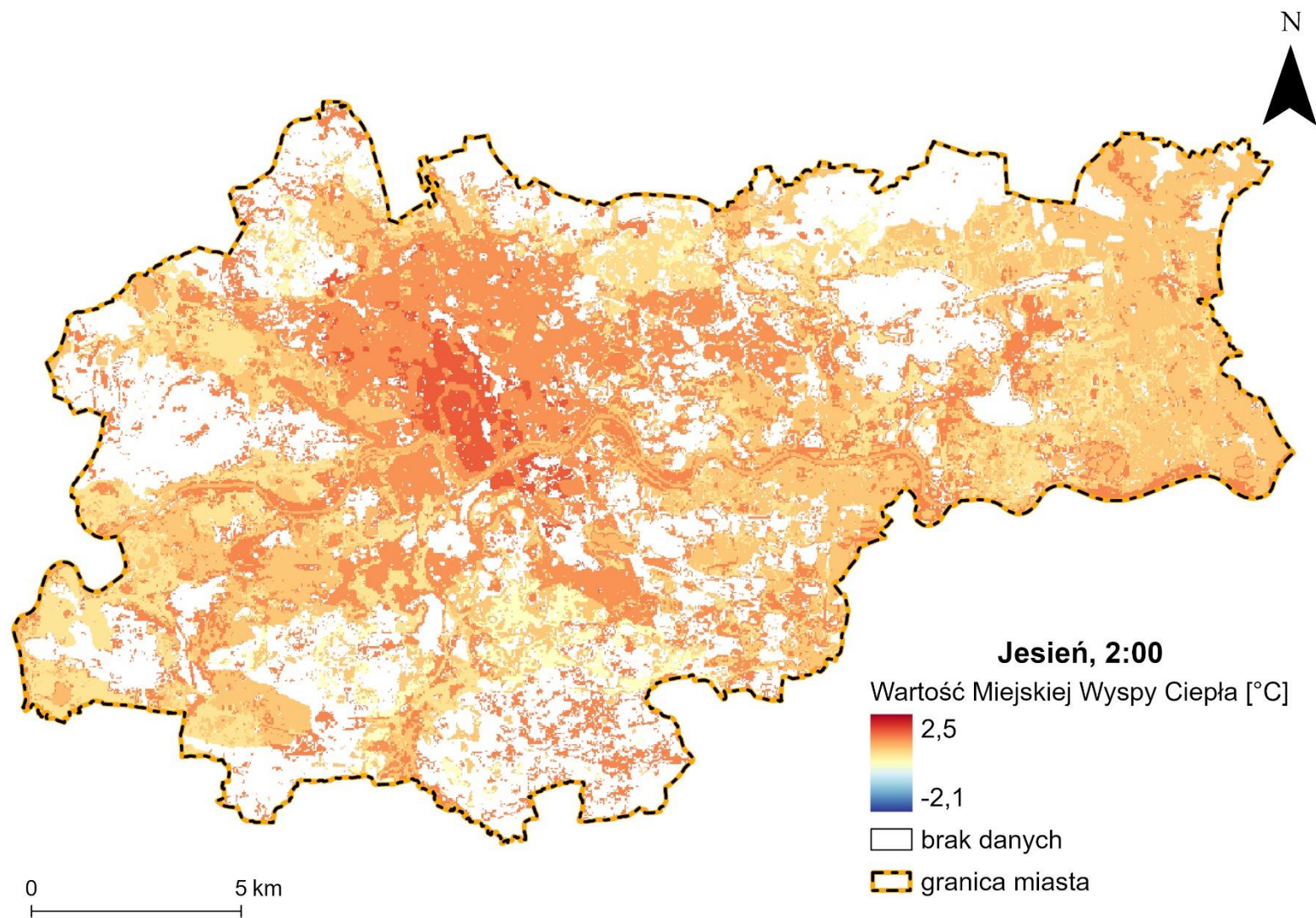


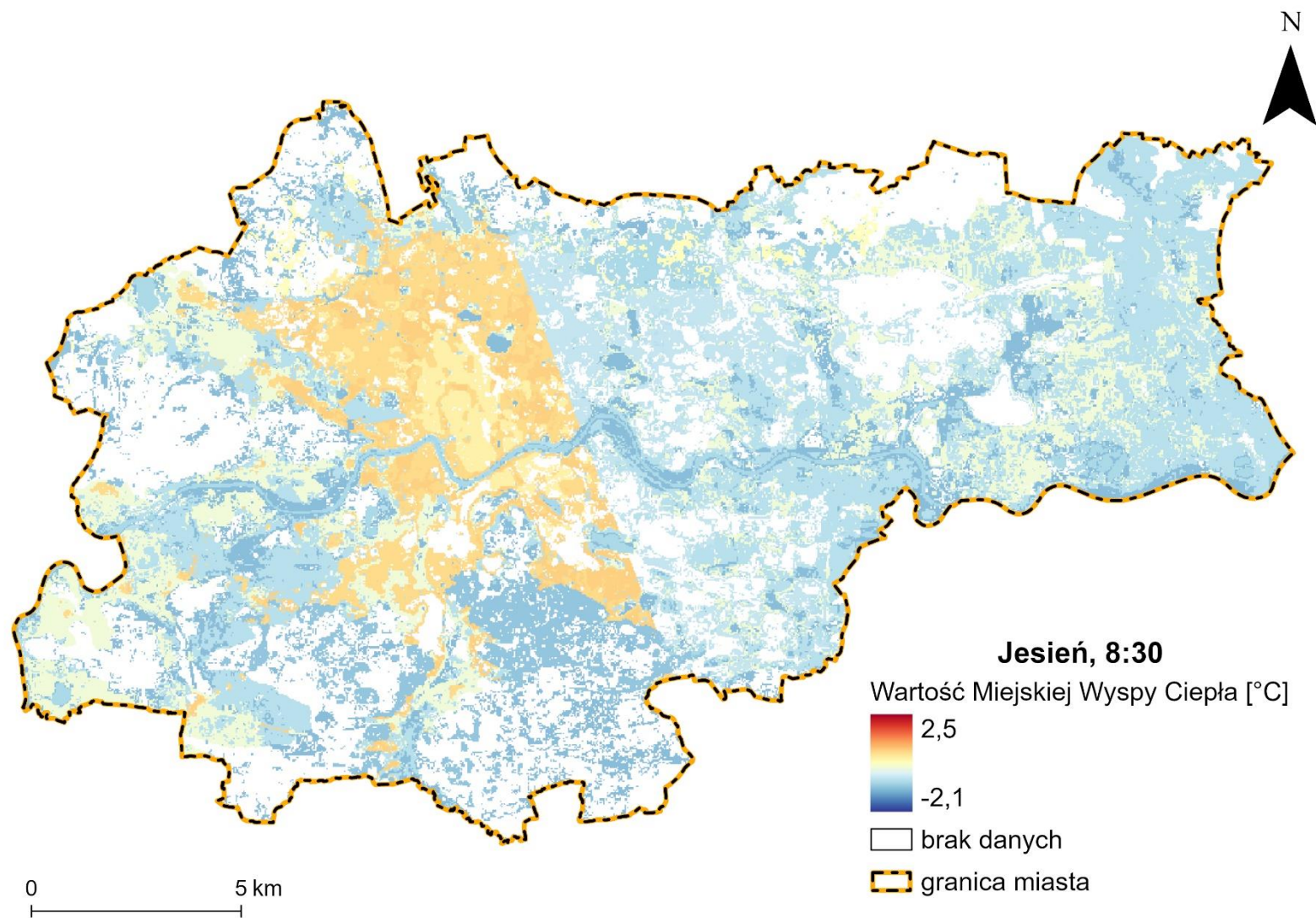


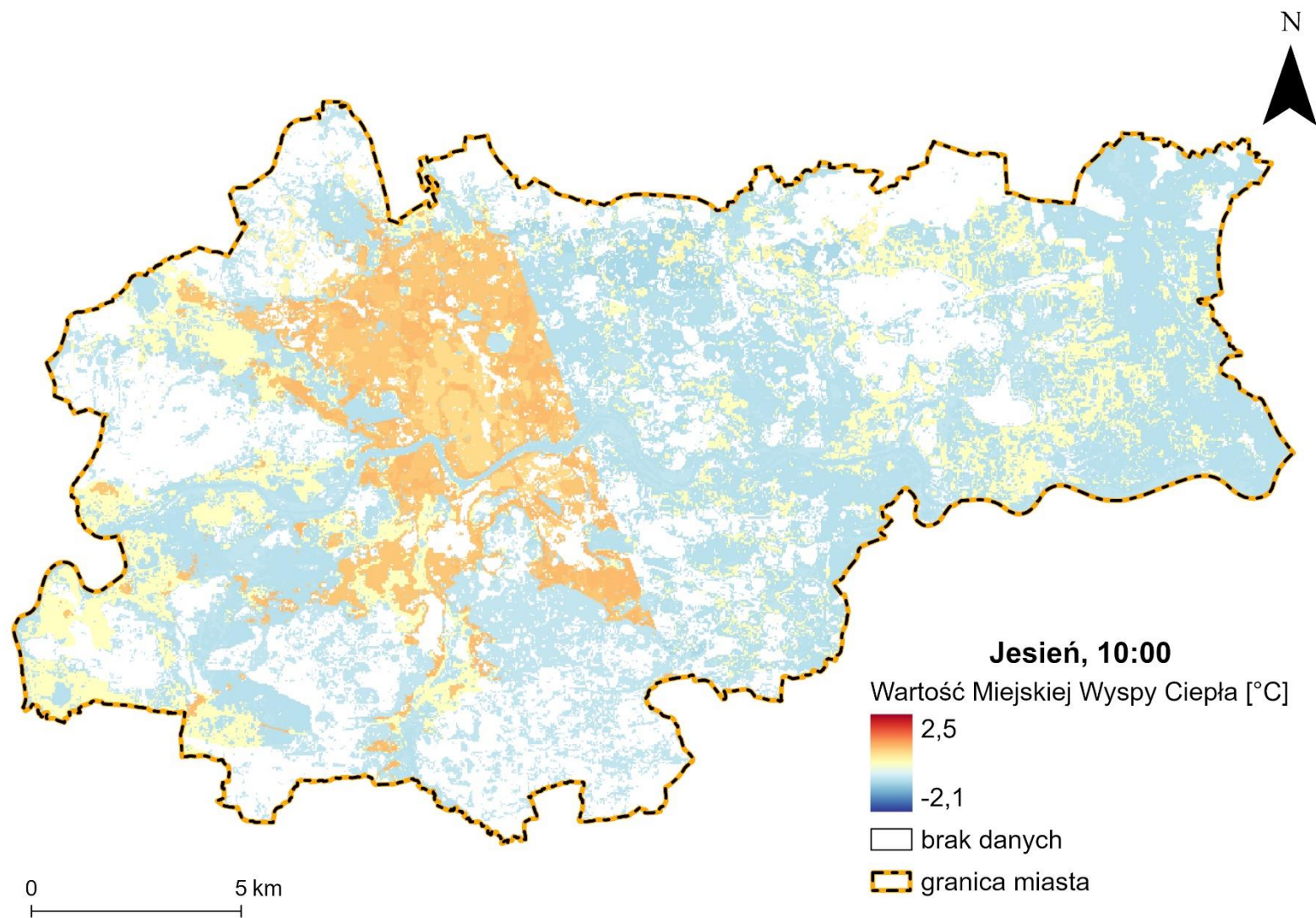


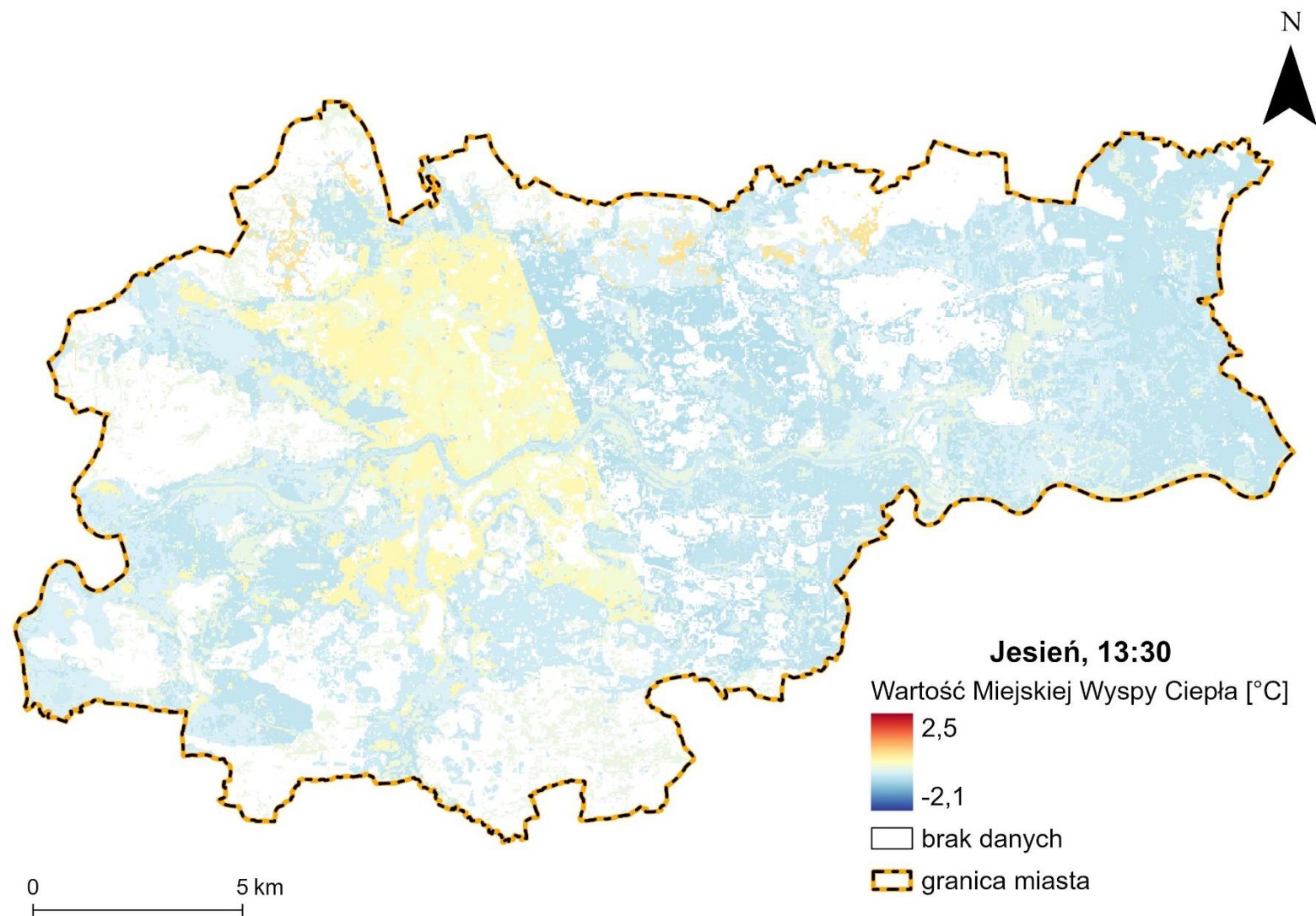
Ryc. 24. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie latem w wybranych terminach doby (czas UTC).



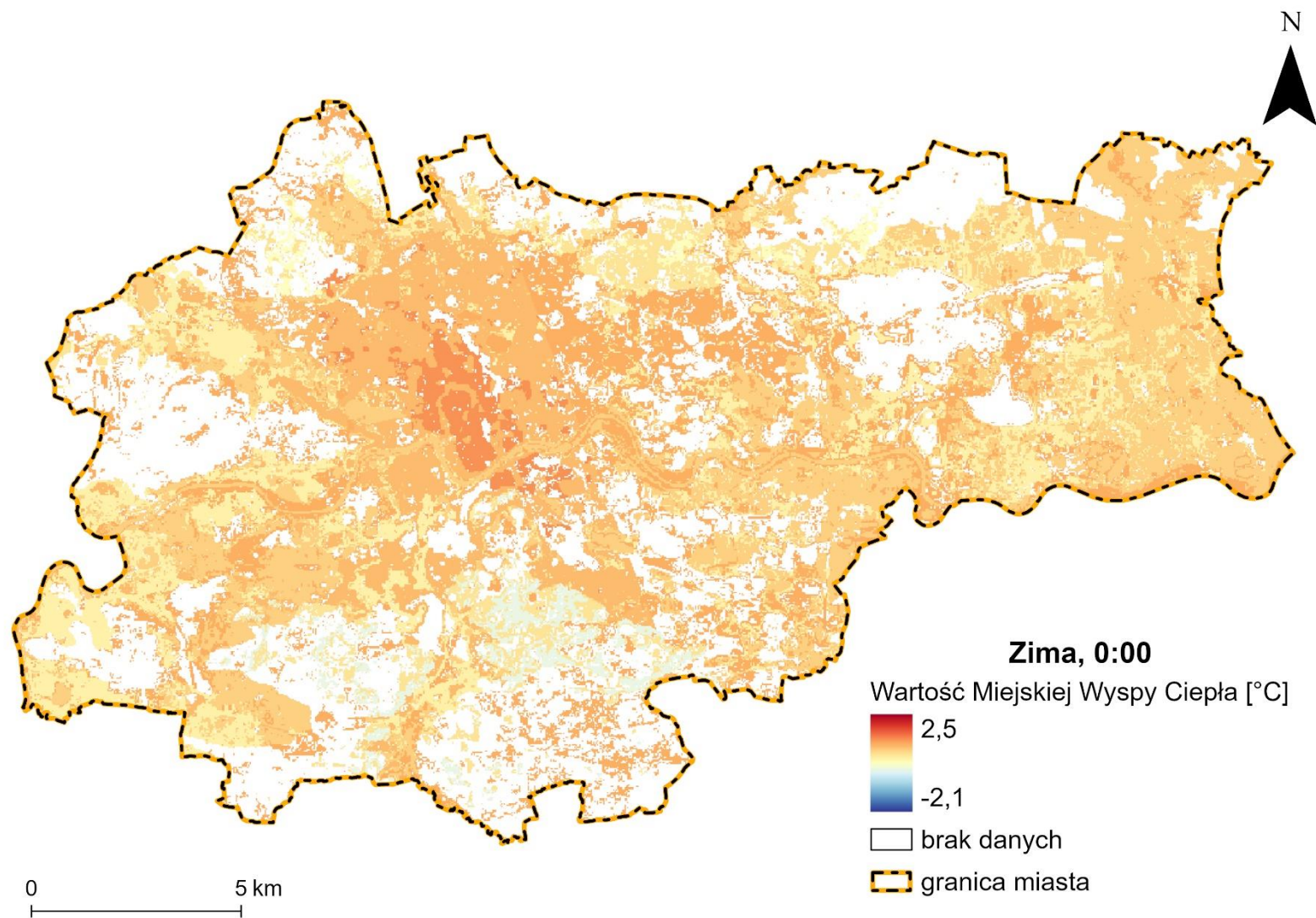


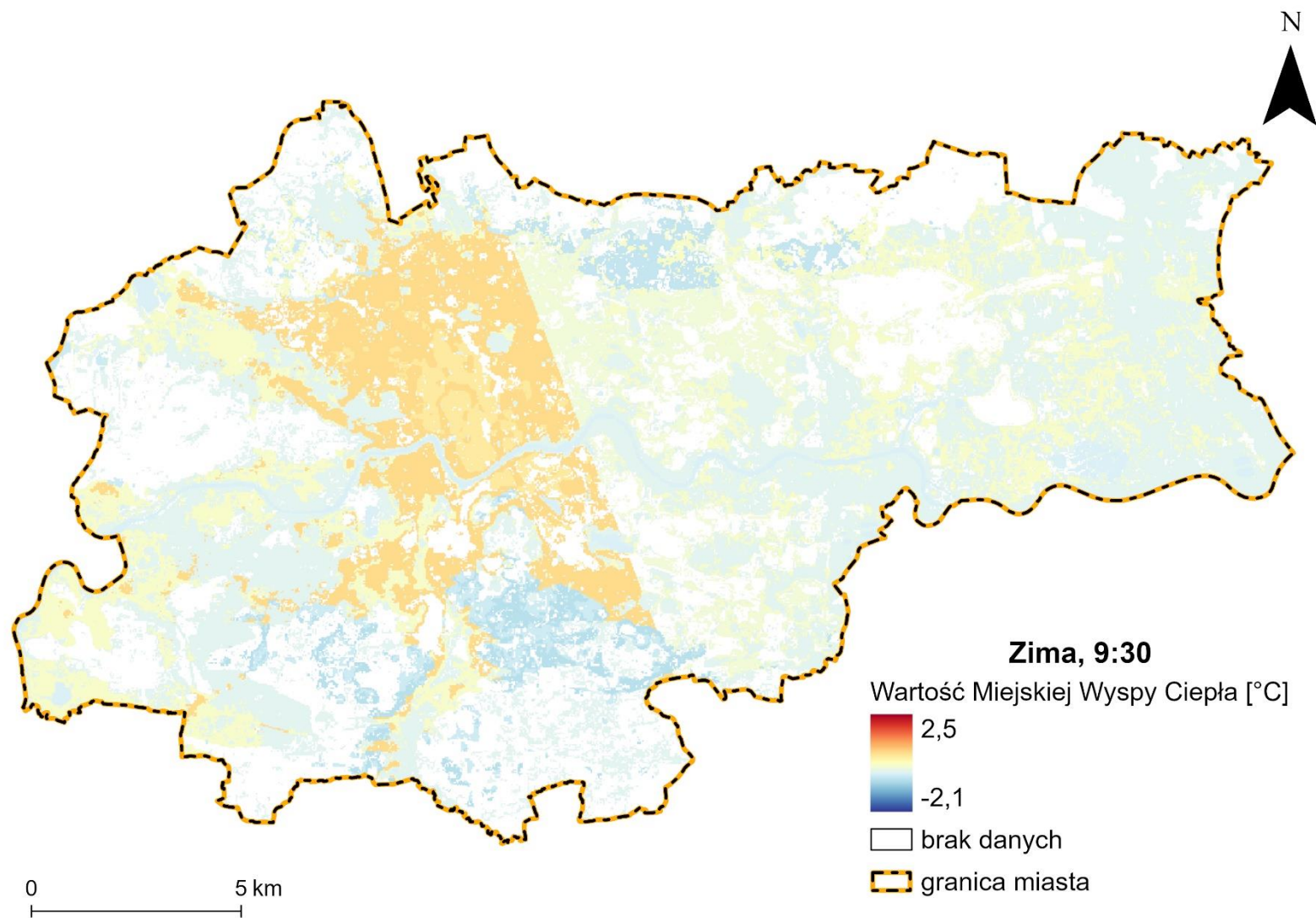


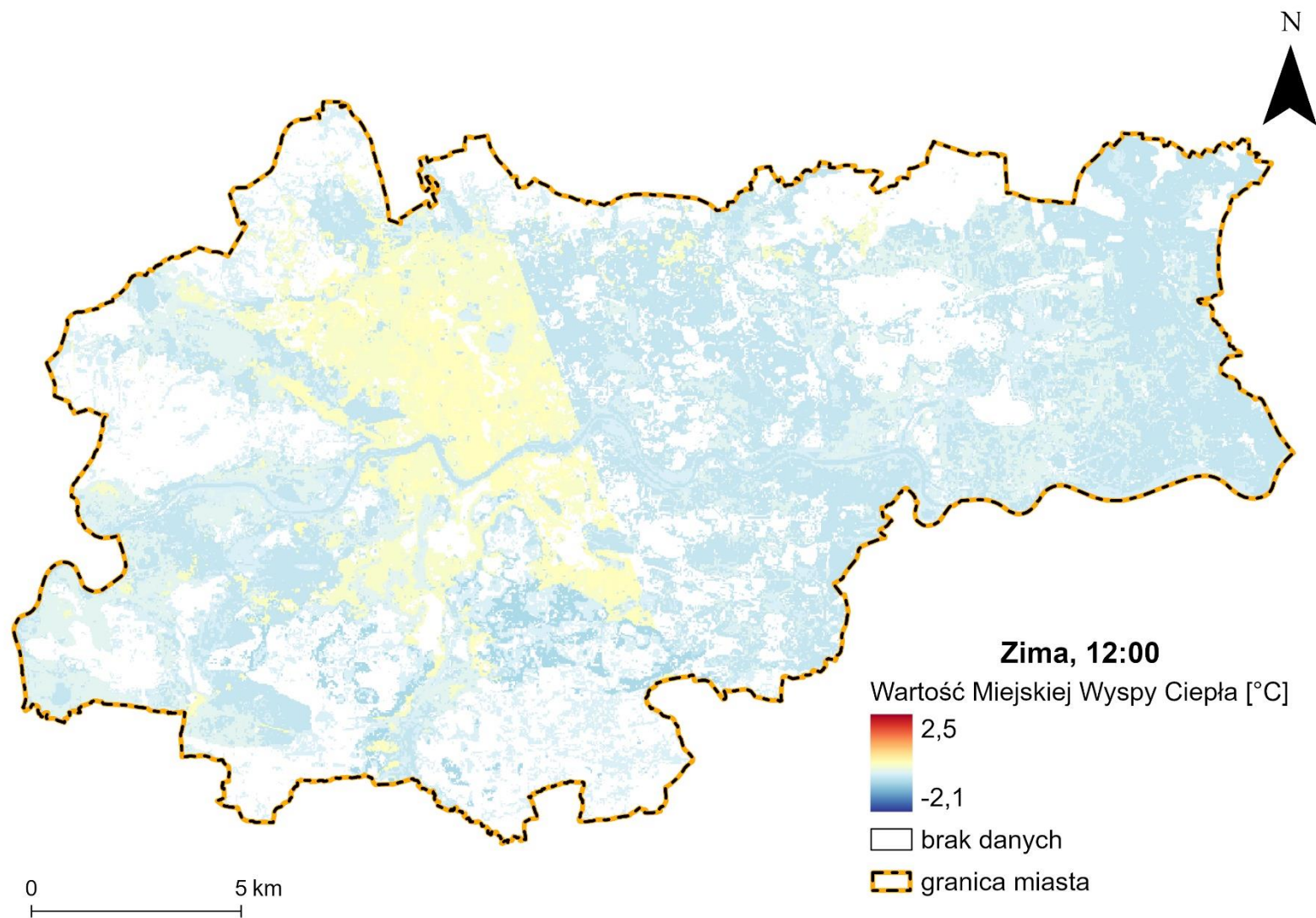


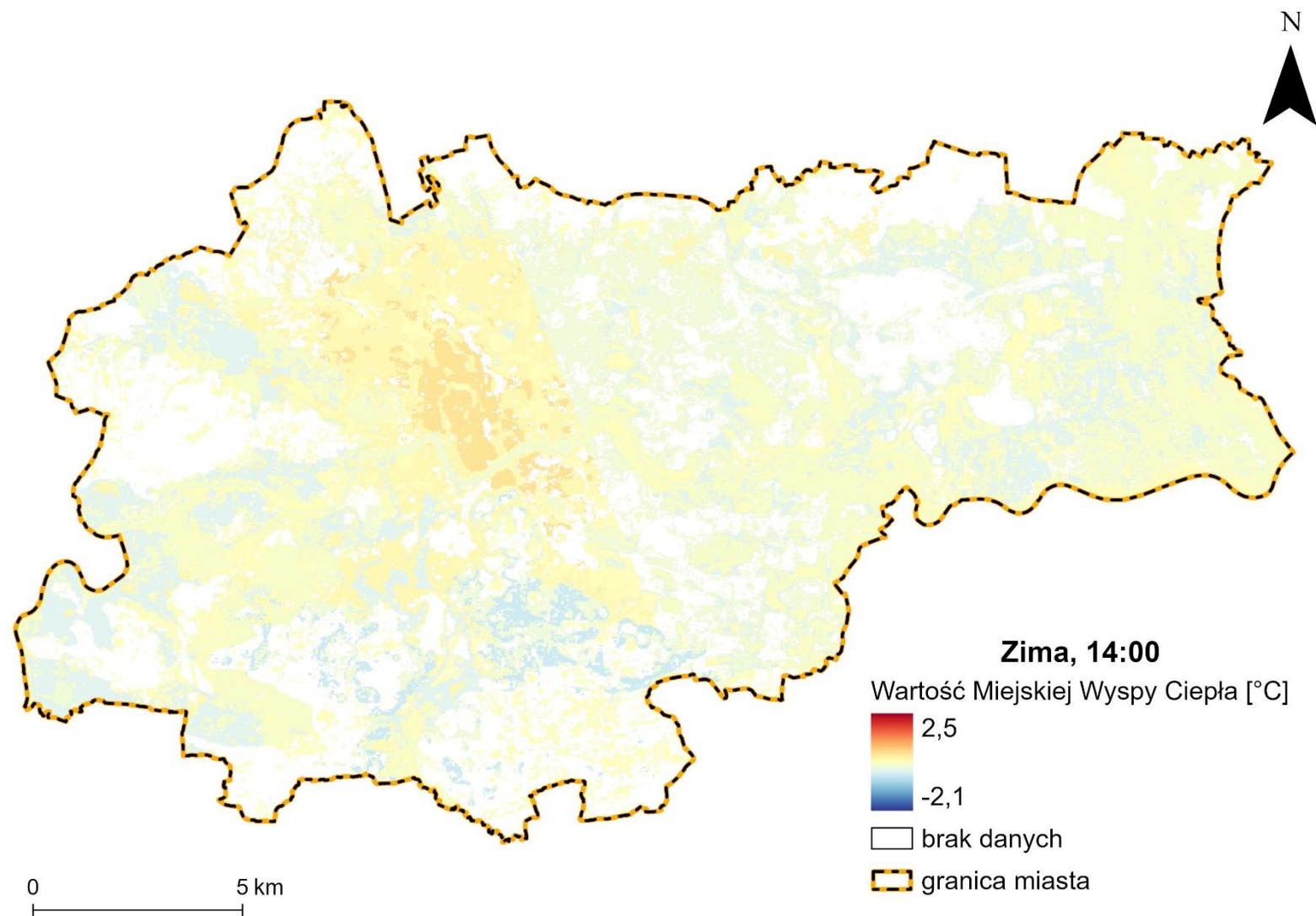


Ryc. 25. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie jesienią w wybranych terminach doby (czas UTC).









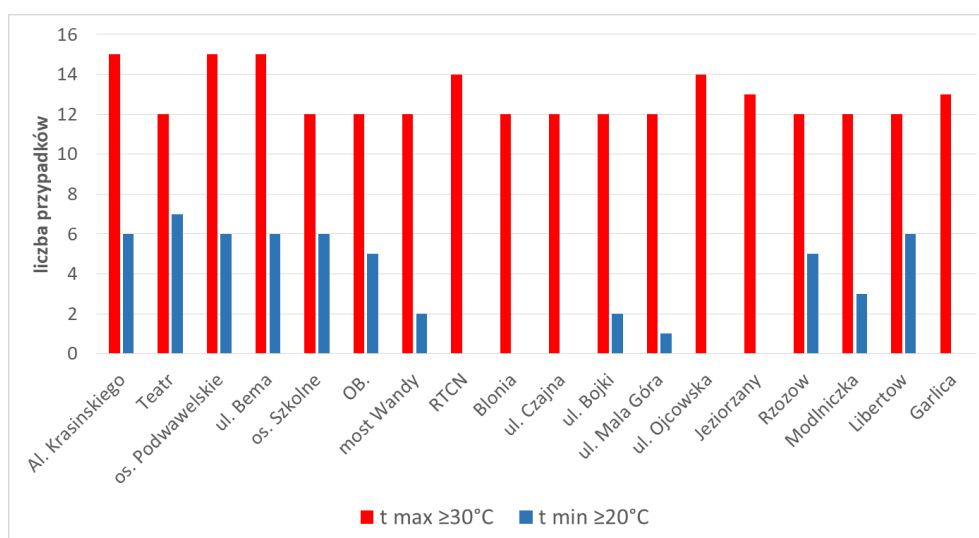
Ryc. 26. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie zimą w wybranych terminach doby (czas UTC).



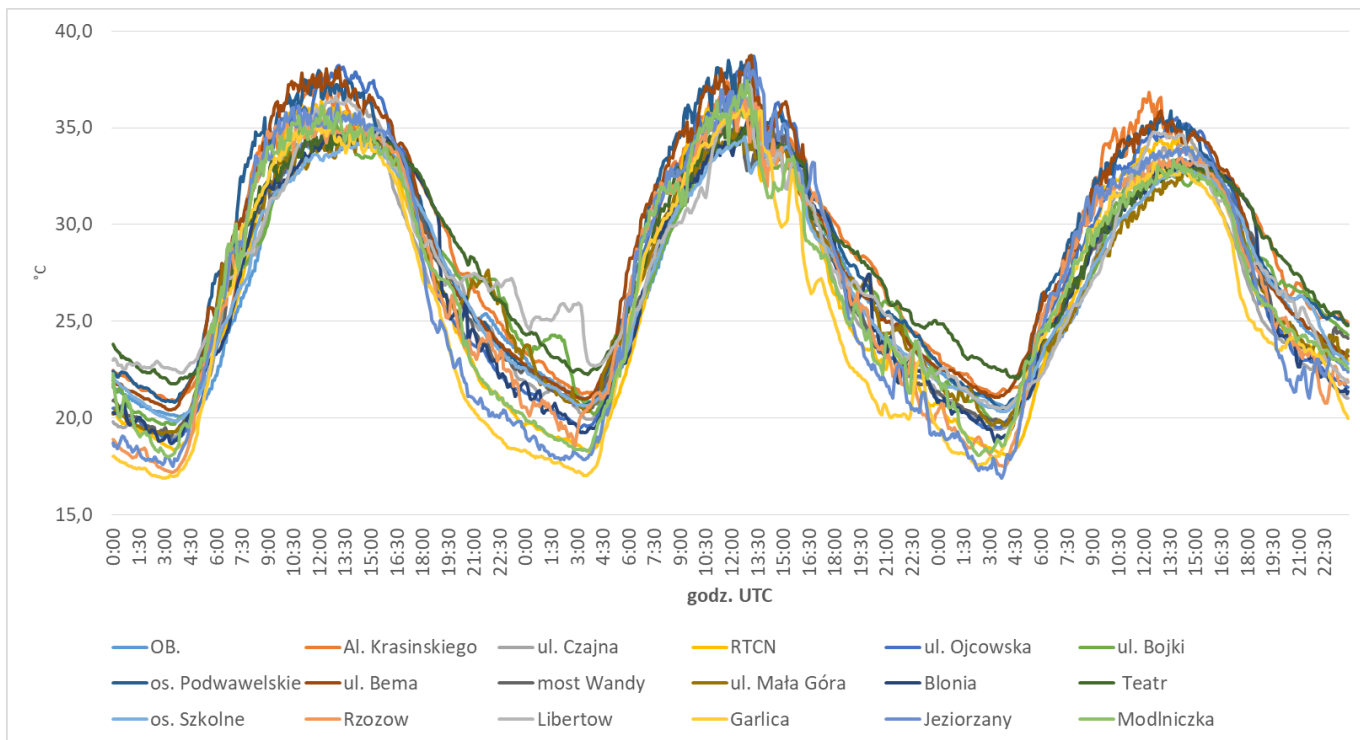
## 2.4. Wpływ MWC na występowanie tzw. nocy tropikalnych w Krakowie

Określenie „noce tropikalne” stosuje się w naszej strefie klimatycznej do sytuacji, kiedy temperatura minimalna, czyli najniższa w ciągu doby, nie spada poniżej 20°C. W takich warunkach termicznych utrudnione jest nocna regeneracja organizmu człowieka i z biometeorologicznego punktu widzenia są to warunki niekorzystne. Zjawisko MWC próbuje się czasami przedstawiać jako zagrożenie naturalne, czynnik wysoce szkodliwy a nawet tak groźny jak powódzie czy wichury. Tymczasem zwykle krótkotrwała sytuacja, kiedy w mieście jest nieco cieplej niż poza miastem nie jest dla nikogo groźna, większość mieszkańców miasta wcale nie zauważa tej różnicy temperatury, a np. zimą może to być zjawisko wręcz pozytywne, obniżające koszty ogrzewania i pomagające usuwać (coraz rzadszy) śnieg z ulic. Jak od każdej reguły jest jednak i tu wyjątek: w czasie fal upałów zjawisko MWC nakłada się na występowanie niekorzystnych dla człowieka warunków naturalnych i może je potęgować. Istotą MWC jest bowiem wolniejsze wychładzanie się terenów miasta w porównaniu z terenami pozamiejskimi co prowadzi do występowania wyższej temperatury w mieście niż poza miastem głównie nocą. Tymczasem w czasie fal upałów, spowodowanych zwykle napływem bardzo gorących mas powietrza z Afryki połączonym z intensywną insolacją, okres nocny jest tą częścią doby, kiedy oczekujemy spadku temperatury i wytchnienia od gorąca. Zatem występowanie zjawiska MWC w mieście jest czynnikiem utrudniającym to nocne wychłodzenie obszaru miasta i może powodować, że temperatura w czasie nocy nie spadnie poniżej 20°C przed wschodem Słońca, po którym zaczyna się naturalne nagrzewanie powierzchni i powietrza. Fale upałów są definiowane na wiele sposobów, a na potrzeby niniejszego opracowania przyjęto definicję mówiącą, że są to przynajmniej 3 dni pod rząd z temperaturą maksymalną (czyli najwyższą w czasie doby termicznej)  $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$ . Aby pokazać przebieg intensywności MWC i jej wpływ na występowanie nocy tropikalnych w czasie fali upałów przeanalizowano okres 1-20.08.2015 r., kiedy miała miejsce jedna z bardzo intensywnych fal upałów ostatnich lat. W Krakowie temperatura maksymalna przekroczyła 30°C w dniu 1.08.2015, ale tylko w punkcie pomiarowym Al. Krasieńskiego, w kolejnym dniu miało to miejsce na od. Podwawelskim, ul. Bema i w Jezioranach, 3.08.2015 zjawisko to pojawiło się dodatkowo w punktach RTCN, ul. Ojcowska i Garlica Murowana, a od 4 do 15.08.2015 r. tak wysoką temperaturę maksymalną notowano we wszystkich punktach pomiarowych. W tym czasie noce tropikalne wystąpiły tylko w okresie 7-14.08.2015 r. i tylko w niektórych punktach pomiarowych. Ryc. 27 pokazuje liczbę dni z temperaturą maksymalną  $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$  i liczbę dni z temperaturą minimalną  $\geq 20,0^{\circ}\text{C}$  w poszczególnych punktach pomiarowych. Wymienione wcześniej punkty pomiarowe, gdzie tak wysoka temperatura

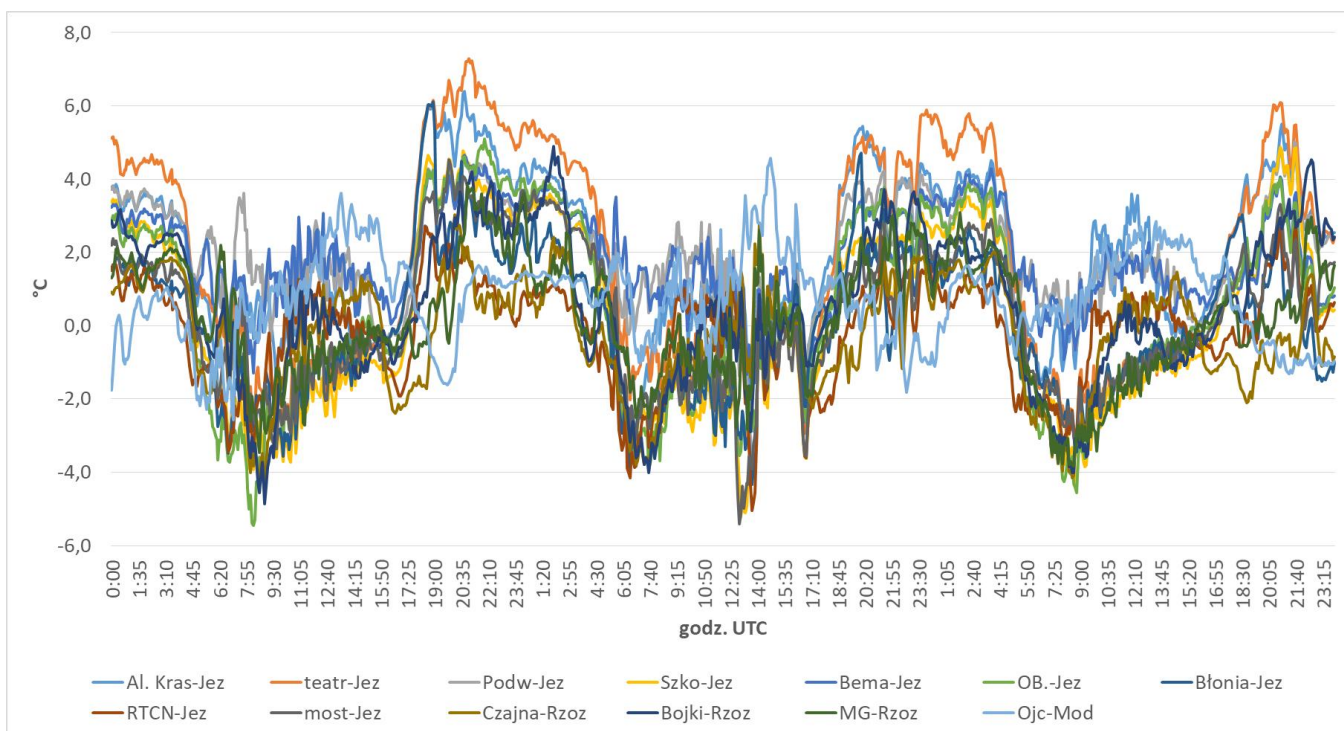
maksymalna pojawiła się najwcześniej, charakteryzuje także najdłuższy okres trwania fali upałów; tam skończyła się ona dzień później niż w pozostałych punktach. W każdym z tych punktów przyczyna takiego stanu rzeczy mogła być inna, związana bądź z gęstą zabudową, bądź z oddziaływaniem rzeźby terenu. Ważnym czynnikiem jest bezwładność termiczna całej struktury tkanki miejskiej, powodująca powolne nagrzewanie, ale i powolne tracenie ciepła. Można jednak stwierdzić, że zróżnicowanie liczby dni z temperaturą maksymalną  $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$  na omawianym terenie w omawianym okresie nie jest duże i waha się od 15 do 12 dni. Na tym tle widać dużo większe zróżnicowanie liczby nocy tropikalnych. W 6 punktach pomiarowych nie zanotowano ich wcale (RTCN, Błonia, ul. Czajna, ul. Ojcowska, Jeziorzany i Garlica). Najmniej (1-2 noce) wystąpiło w punktach most Wandy, ul. Bojki i ul. Mała Góra. W pozostałych punktach zanotowano od 3 do 7 nocy tropikalnych. Pierwszy dzień upalny wystąpił 1.08.2015 r., zaś pierwsza noc tropikalna dopiero 7.08.2015 r. w punktach Teatr Słowackiego i Libertów. Dane te pokazują, że na terenie Krakowa zagrożenie występowaniem nocy tropikalnych jest zróżnicowane przestrzennie. Tereny z intensywną zabudową śródmiejską, blokową i willową oraz tereny z zielenią wysoką, położone w dnie doliny, zarówno w części wschodniej, jak zachodniej wykazują największe tendencje do kumulowania ciepła i generowania wysokich wartości temperatury minimalnej nocą. Noce tropikalne zaobserwowano także w terenie pozamiejskim, ale nie w dnie doliny co wskazuje na częste występowanie inwersji termicznych w omawianym okresie.



Ryc. 27. Liczba dni z temperaturą maksymalną  $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$  i liczba dni z temperaturą minimalną  $\geq 20,0^{\circ}\text{C}$  w poszczególnych punktach pomiarowych na terenie Krakowa i okolic w okresie 1-20.08.2015 r.



Ryc. 28. Przebieg temperatury powietrza w punktach miejskich i pozamiejskich na terenie Krakowa i okolic w dniach 8-10.08.2015 r.



Ryc. 29. Przebieg intensywności MWC w punktach pomiarowych na terenie Krakowa w dniach 8-10.08.2015 r.

Ryciny 28 i 29 pokazują przebieg temperatury i przebieg intensywności MWC w okresie 8-10.08.2015 r., kiedy we wszystkich punktach pomiarowych występowały dni upalne (czyli z temperaturą maksymalną  $\geq 30^{\circ}\text{C}$ ) i w największej liczbie punktów notowano występowanie nocy tropikalnych. Jak widać fale upałów związane są ze znacznym zróżnicowaniem temperatury powietrza na omawianym terenie, zwłaszcza w nocy (ryc. 28), co przekłada się na wysokie wartości intensywności MWC (ryc. 29). Ogólne prawidłowości są jednak takie jak opisane wcześniej dla uśrednionych danych sezonowych. W okresie dziennym w wielu przypadkach widać, że temperatura poza miastem jest wyższa niż w mieście (czyli intensywność MWC przyjmuje wartości ujemne), ale nie dotyczy to intensywnej zabudowy w dnie doliny. Natomiast w nocy we wszystkich punktach widzimy dodatnie wartości intensywności MWC, ale widać także znaczne ich zróżnicowanie: od bliskich zera do ok.  $7^{\circ}\text{C}$ . Wysokie wartości intensywności MWC idą w parze z występowaniem nocy tropikalnych, tzn. oba zjawiska obserwujemy na tych samych punktach, co jest konsekwencją powiązanych ze sobą procesów. W nocy na terenach intensywnej zabudowy, zwłaszcza w dnie doliny, ochładzanie jest utrudnione, a w tym samym czasie poza miastem, zwłaszcza w dnie doliny tworzy się zastoisko chłodnego powietrza. Oba te procesy prowadzą do dużych różnic temperatury powietrza, czyli dużej intensywności MWC. W ciągu dnia tereny zabudowane generują kolejną „porcję” ciepła, która „nakłada się” na wcześniej zakumulowane ciepło, co prowadzi do dalszego wzrostu temperatury, tak w dzień (co skutkuje wysoką temperaturą maksymalną), jak w nocy (co skutkuje wysoką temperaturą minimalną). Należy jednak podkreślić, że źródłem problemu jest występowanie fali upałów, a nie sama obecność zabudowy. Jak to było przedstawione wcześniej, w okresach pozbawionych występowania ekstremalnych warunków pogodowych, zjawisko MWC nie stwarza problemów dla mieszkańców.

## **2.5. Obszary Krakowa o znacznym stopniu narażenia mieszkańców na nadmierne obciążenie cieplne**

Przedstawione dotychczas analizy można wykorzystać do wyróżnienia w Krakowie obszarów potencjalnie problematycznych z punktu widzenia warunków termicznych i ich oddziaływania na organizm człowieka. Na ryc. 23-26 pokazano rozkład przestrzenny intensywności MWC w porach roku, w wybranych terminach w ciągu doby. Analizę tych rycin pod kątem określenia obszarów problematycznych termicznie należy zacząć od stwierdzenia,

że dla ok. 34% powierzchni miasta nie mamy żadnych danych, gdyż są to np. tereny przemysłowe, wielkopowierzchniowe tereny magazynowe, wielkie parkingi, ale także obszary leśne. W takich typach użytkowania i pokrycia terenu pomiary nie były prowadzone, nie ma zatem informacji jakie wartości intensywności MWC można im przypisać. Dla pozostałych terenów, wartości intensywności MWC w większości terminów pomiarowych pokazanych na rycinach są niewielkie:

- jesień: godz. 02:00: intensywność MWC przedstawiona na rycinie mieści się w zakresie 0,2 do 1,7°C; godz. 8:30: (-1,0) do 0,8°C; godz. 10:00: (-0,7) do 1,0°C; godz. 13:30: (-0,6) do 0,6°C;

- zima: godz. 00:00: (-0,1) do 1,3°C; godz. 9:30: (-0,6) do 0,7°C; godz. 12:00: (-0,7) do 0,2°C; godz. 14:00: (-0,4) do 0,6°C;

- wiosna: godz. 02:00: 0,2 do 2,3°C; godz. 7:30: (-1,3) do 0,6°C; godz. 12:30: (-0,8) do 0,9°C; godz. 16:00: (-0,3) do 0,6°C;

- lato: godz. 00:30: 0,7 do 2,5°C; godz. 7:30: (-2,1) do 1,0°C; godz. 11:00: (-1,5) do 1,2°C; godz. 17:00: (-1,2) do 0,7°C.

Dla terminów, w których intensywność MWC przekroczyła 1 lub -1°C obliczono jaki odsetek powierzchni miasta doświadczał takich wartości tego zjawiska:

jesień: godz. 02:00 – 27% (intensywność MWC powyżej 1)

zima: godz. 00:00 – 17% (powyżej 1)

wiosna: godz. 02:00 – 52% (powyżej 1)

wiosna: godz. 7:30 – 15% (poniżej (-1))

lato: godz. 00:30 – 52% (powyżej 1)

lato: godz. 7:30 – 42% (poniżej (-1))

lato: godz. 11:00: powyżej 1 – 10%, poniżej (-1): 27%

lato: godz. 17:00 – 12% (poniżej (-1))

Powyższe dane pokazują, że sytuacje, kiedy temperatura powietrza jest wyższa w mieście niż poza miastem, o więcej niż 1°C (dodatkowo wartości intensywności MWC) dotyczą godzin nocnych, od 17% powierzchni miasta w zimie do 52% wiosną i latem, przy czym zazwyczaj wartości te nie przekraczają 3°C. W danych z całego okresu pomiarowego można znaleźć przypadki intensywności MWC przekraczające 10°C, ale są to wartości chwilowe, wynikające np. z występowania miejscowego opadów, co powoduje np. znaczny spadek temperatury w punkcie pozamiejskim przy równoczesnym dalszym utrzymywaniu się wysokiej temperatury

w mieście, ale tylko przez krótki okres, zwykle bowiem opady przesuwają się i temperatura obniża się na całym omawianym terenie. Ryc. 19 pokazuje, że duże dodatnie wartości intensywności MWC są rzadkością. Można zatem przyjąć, że zjawisko MWC nie jest w Krakowie czynnikiem niekorzystnym. Dalsze rozważania należy zawęzić do okresu letniego, gdyż tylko wtedy spodziewamy się sytuacji, kiedy wysoka temperatura powietrza może stwarzać zagrożenie dla zdrowia ludzi. Ryciny 28 i 29 pokazują na szczegółowych danych z okresu fali upałów prawidłowości opisane wcześniej: w ciągu dnia, zwłaszcza latem, obserwujemy dużą zmienność temperatury powietrza w czasie i niewielkie różnice między poszczególnymi częściami miasta. Duże różnice pojawiają się w nocy i mogą się one przyczynić do wystąpienia tzw. nocy tropikalnych, ale wystąpienie takiego zjawiska jest warunkowane przede wszystkim wystąpieniem fali upałów. To zaś jest uzależnione od wielkoskalowych procesów atmosferycznych i rola zabudowy miejskiej jest drugorzędna. Jeśli w okresie letnim nie ma fali upałów to samo oddziaływanie zabudowy miejskiej nie stanowi źródła problemów zdrowotnych. Warto przy tym wspomnieć, że temperatura powietrza w mieście w okresie letnim wykazuje bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne, co jest skutkiem złożonej geometrii tkanki miejskiej. Wystarczy w słoneczny dzień najpierw spędzić nieco czasu na odsłoniętym betonowym placu a potem przejść do zacienionej ulicy, aby się o tym przekonać. Kolejnym istotnym elementem wartym poruszenia jest mylenie osobistych odczuć termicznych z fachowo zmierzoną temperaturą powietrza i operowanie takimi argumentami w różnych dyskusjach. Biorąc pod uwagę wszystkie przedstawione powyżej analizy można stwierdzić, że w największym stopniu podnoszą temperaturę w mieście w nocy obszary położone w dolinie, o zwartej zabudowie śródmiejskiej, zabudowie blokowej i willowej oraz tereny z roślinnością wysoką, jednak poza okresami fal upałów to oddziaływanie nie ma znaczenia dla samopoczucia i zdrowia mieszkańców. Natomiast wiele opracowań dotyczących przewidywanej dalszej zmiany klimatu wskazuje na duże prawdopodobieństwo wzrostu częstości fal upałów w przyszłości. Z tego punktu widzenia warto podejmować kroki zmierzające do przystosowania zabudowy miasta do zapewnienia komfortu termicznego mieszkańcom.

### 3. Część trzecia: Podsumowanie i wnioski

W ramach niniejszego opracowania przeprowadzono analizy dotyczące atmosferycznej MWC (czyli MWC warstwy dachowej atmosfery) w Krakowie. Aby ukazać uzyskane wyniki w szerszej perspektywie i wskazać możliwości przykładowego praktycznego ich wykorzystania, zostaną one zestawione z wybranymi pozycjami literatury przedmiotu.

Pierwszą istotną cechą MWC w Krakowie jest to, że zjawisko to nakłada się na **oddziaływanie rzeźby terenu na klimat lokalny**. Usytuowanie Krakowa w dolinie Wisły i otoczenie z trzech stron wypukłymi formami terenu, należącymi do różnych regionów fizycznogeograficznych, o wierzchołkach sięgających około 100 m ponad dno doliny Wisły, powoduje występowanie procesów w skali klimatu lokalnego właściwych obszarom pogórskim i górskim. Wymusza to określanie intensywności MWC osobno dla poszczególnych części miasta, usytuowanych w różnych formach terenu, według koncepcji MWC modyfikowanej rzeźba terenu (ang. *Relief-Modified UHI*; Bokwa i in. 2015) co zostało odzwierciedlone w sposobie analizowania danych. Badania klimatu miasta w ośrodkach położonych w obszarach o urozmaiconej rzeźbie terenu nie są liczne. Można jednak stwierdzić, że wpływ obecności miasta zaznacza się głównie w opóźnianiu rozwoju inwersji radiacyjnej (czyli inwersji termicznej rozwijającej się z powodu nocnego wypromieniowania) w porównaniu z terenami pozamiejskimi (Tyson i in. 1972). Jeśli miasto położone jest w wąskiej dolinie górskiej, jak np. Stolberg czy Calgary, to przy pogodzie bezchmurnej i bezwietrznej w pierwszej części nocy znaczne różnice temperatury powietrza między miastem i terenem pozamiejskim są wynikiem blokowania przez miasto katabatycznego spływu powietrza w dolinie, w drugiej zaś części nocy, odmiennie niż w przypadku miast położonych na nizinach, różnice te maleją, gdyż zimne powietrze wnika w obszar zabudowany (Nkemdirim 1980, Kuttler i in. 1996). W miastach szwajcarskich położonych w dolinach u podnóża Alp i gór Jura intensywność MWC zależy w znacznym stopniu od lokalnej cyrkulacji powietrza i osiąga największe wartości latem, a w przebiegu dobowym – późnym popołudniem i wczesnym wieczorem (Roten i in. 1984, Wanner, Hertig 1984); w miastach położonych na terenach płaskich maksimum obserwuje się nocą. Antropogeniczne źródła ciepła mają w miastach górskich dużo mniejsze znaczenie w formowaniu się MWC niż w miastach usytuowanych na obszarach o małych deniwelacjach (czyli małych różnicach między dnem doliny i pobliskimi wierzchołkami) (Fallot i in. 1986). Badania przeprowadzone w Grazu (Lazar, Podesser 1999) dały odmienne wyniki: największą intensywność MWC

zaobserwowano zimą i w nocy, a emisje ciepła antropogenicznego uznano za ważny czynnik powodujący zróżnicowanie termiczne Grazu i okolicy. Stwierdzono, że średnia roczna temperatura powietrza na badanym terenie była najwyższa w centrum Grazu, położonym w dolinie, a na pobliskim szczycie, znajdującym się 300 m wyżej, była niższa niż w centrum miasta, ale wyższa niż na stacji pozamiejskiej w dolinie; nocą w zimie natomiast zazwyczaj ów szczyt był punktem najcieplejszym, a nieco chłodniejsze od niego centrum miasta miało temperaturę wyższą o około 10°C od stacji pozamiejskiej w dolinie. Także w Salzburgu, według G. Rupnik (2003), MWC jest najlepiej rozwinięta w zimie, nocą. A. Hočevár i Z. Petkovšek (1995) udokumentowali tworzenie się w kotlinie, w której leży Ljubljana, zastoiska chłodnego powietrza, które może się utrzymywać kilka dni i prowadzi do tworzenia się mgły. R. Lazar i S. Jernej (2001), kontynuując te badania stwierdzili, że występowanie mgły powoduje zmniejszenie intensywności MWC z 5–7°C do 2–4°C, a ponadto skutkuje występowaniem MWC tylko w pierwszej części nocy, przed utworzeniem się mgły. J. Junk i in. (2003) badali warunki klimatyczne Trewiru, położonego w dolinie Mozeli o przebiegu SW–NE. Porównanie średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z centrum miasta w dnie doliny i z pobliskiego wzgórza wskazało na normalne uwarstwienie termiczne (czyli spadek temperatury powietrza z wysokością) przez cały rok. Podobne wyniki uzyskano dla Lyonu (Beral-Guyonnet 1997) i Pragi (Sládek i in. 2001–2002), czyli miast położonych w dolinach o przebiegu południkowym. M.-J. Alcoforado i H. Andrade (2006) badali zróżnicowanie termiczne Lizbony. Przy silnym wietrze najcieplejsze jest centrum miasta położone w dolinie, zaś gdy wiatr jest słaby, to okoliczne wzgórza są najcieplejszymi punktami, gdyż w dolinie na skutek wpływów katabatycznych gromadzi się zimne powietrze. Ciekawym położeniem względem różnych form terenu charakteryzuje się Bratysława, a wpływ tego położenia na warunki termiczno-wilgotnościowe opisali Lapin i in. (1987). Dolina Dunaju przecina miasto z zachodu na wschód, ale istotniejsze jest rozdzielenie północnej części miasta przez wzgórza należące do Małych Karpat. Średnie roczne wartości temperatury maksymalnej i minimalnej wskazują na przewagę normalnego uwarstwienia termicznego w mieście i terenach przyległych. Powyższe przykłady dowodzą, że w badaniach zróżnicowania temperatury powietrza w miastach położonych na obszarach o urozmaiconej rzeźbie konieczne jest rozpoznanie rozkładu temperatury w profilu pionowym. Niezależnie od rzeźby terenu, w jakim położone jest miasto, zwykle w nocy nad obszarem zurbanizowanym rozwija się miejska warstwa graniczna o cechach izotermii (czyli w całym profilu pionowym nad miastem występuje taka sama temperatura) lub adiabatycznego rozkładu temperatury (czyli temperatura powietrza spada z wysokością), ponad którą znajduje się inwersja wzniesiona, podczas gdy



w tym samym czasie na obszarze pozamiejskim występuje inwersja dolna (czyli od poziomu gruntu wraz ze wzrostem wysokości temperatura powietrza wzrasta) (Bornstein 1968, Oke 1982, za: Godowitch i in. 1985). W miastach położonych w dolinach pojawiają się dodatkowe czynniki, np. katabatyczny spływ chłodnego powietrza nocą z otaczających zboczy, co może znacząco zmodyfikować rozkład przestrzenny temperatury powietrza (np. Kolev i in 2000) w porównaniu z miastami usytuowanymi na terenach płaskich (np. Hildebrand, Ackerman 1984, Dupont i in. 1999). Kraków jest dużym miastem położonym na przedpolu gór i jak pokazały przejazdy pomiarowe i badania inwersji w Krakowie (Bokwa 2010), spływy katabatyczne występują na terenach otaczających miasto, ale zimne powietrze nie wnika do wnętrza miasta, barierą dla niego jest zabudowa miejska, natomiast na terenach otaczających je w dnie doliny tworzy się zastoisko chłodnego powietrza. Poza miastem, zwłaszcza przy pogodzie z małym zachmurzeniem i słabym wiatrem, występuje w nocy silna inwersja temperatury w profilu pionowym (czyli wzrost temperatury z wysokością), a w mieście normalne uwarstwienie termiczne (czyli spadek temperatury z wysokością).

**Intensywność MWC** w Krakowie we wszystkich porach roku jest najwyższa w nocy, tzn. w nocy uprzywilejowanie termiczne miasta względem terenów pozamiejskich jest największe. Ponadto nocą we wszystkich punktach pomiarowych temperatura powietrza jest wyższa niż poza miastem. W ciągu roku intensywność MWC jest największa latem. Średnia sezonowa wartość dla godzin nocnych latem waha się w zależności od punktu pomiarowego od 0,5 do ponad 3,0°C. Dla porównania, w Łodzi jest to 1–1,5°C (Fortuniak i in. 2019), w Poznaniu ok. 2,5°C (Półrolniczak i in. 2019), 1,4-1,9°C w Toruniu (Przybylak, Uscka-Kowalkowska 2019), w Warszawie 0,5-2,0°C (Błażejczyk i in. 2014), a we Wrocławiu 2,3°C (Szymanowski 2004). Podane wartości są wartościami średnimi, co oznacza, że zdarzało się występowanie wartości zarówno znacznie wyższych, jak niższych. Jednak warto podkreślić: największe różnice temperatury powietrza w Krakowie wskazujące, że w mieście jest cieplej niż poza miastem występują latem i w nocy i średnio sięgają najwyżej 3°C (a w wielu obszarach miasta jest to znacznie mniej) co pokazuje, że MWC nie jest zjawiskiem ekstremalnym czy groźnym. To, że najwyższe średnie wartości dla Krakowa są większe w porównaniu z innymi miastami wynika z faktu, że na terenach pozamiejskich otaczających Kraków tworzy się zastoisko chłodnego powietrza co jest skutkiem oddziaływania zróżnicowanej rzeźby terenu, podczas gdy inne duże miasta są położone na terenach o znacznie mniej zróżnicowanej rzeźbie i takie procesy tam nie występują. Kolejną ważną cechą MWC w Krakowie to że w dzień temperatura powietrza jest wyższa w mieście niż poza miastem tylko w części punktów pomiarowych, zaś w pozostałych przypadkach to poza miastem temperatura jest wyższa. Taką sytuację nazywamy

tworzeniem się **tzw. jeziora chłodu** w mieście w dzień, w odróżnieniu od tworzenia się MWC w nocy, a przedstawione główne cechy cyklu dobowego MWC zaobserwowano nie tylko w Krakowie, ale w wielu miastach Europy i USA (Szymanowski 2004). W Krakowie na tworzenie się jeziora chłodu w dzień latem nakłada się oddziaływanie rzeźby terenu: w dnie doliny w wąskiej jej części obserwuje się wyższe wartości temperatury maksymalnej niż na terenach wyżej położonych lub w szerokiej części doliny. Wartości MWC latem nocą w Krakowie są odmienne dla poszczególnych stref wysokościowych; dla zabudowy blokowej czy willowej średnia nocna intensywność MWC w dnie doliny przekracza  $2^{\circ}\text{C}$ , a dla obszarów 50 m powyżej dna doliny wartość ta wynosi  $1-2^{\circ}\text{C}$  dla zabudowy blokowej i poniżej  $1^{\circ}\text{C}$  dla zabudowy willowej. Ponadto analiza częstości poszczególnych przedziałów wartości pokazała, że dużych dodatnich wartości intensywności MWC ( $>4^{\circ}\text{C}$ ), oznaczających, że temperatura powietrza w mieście jest znacznie wyższa niż poza miastem, można się spodziewać na całym obszarze miasta, ale znacznie częściej w dnie doliny niż na terenach wyżej położonych i przede wszystkim na terenach o różnym rodzaju zabudowy i w zieleni wysokiej. O ile w świetle średnich sezonowych wartości MWC (czyli średnio we wszystkich typach pogody) największa jej intensywność występuje latem, to w warunkach pogody radiacyjno-insolacyjnej we wszystkich porach roku widać znaczny wzrost najwyższych średnich wartości intensywności MWC tak w dzień w zakresie wartości ujemnych (poniżej  $-3^{\circ}\text{C}$ ), jak w nocy w zakresie wartości dodatnich (ponad  $5^{\circ}\text{C}$ ).

W przypadku Krakowa istotnym aspektem klimatu miasta jest złożoność **zróznicowania przestrzennego temperatury powietrza**; MWC jest elementem tego zróznicowania. Rozróżnienie między tymi dwoma pojęciami jest konieczne dla prawidłowego zrozumienia warunków termicznych miasta. W Krakowie, jak w każdym mieście, zdarza się, że temperatura powietrza jest wszędzie prawie taka sama, np. w czasie silnego wiatru, dużego zachmurzenia, długotrwałych opadów. Następuje wtedy intensywne mieszanie powietrza w warstwie przygruntowej i nawet jeśli różne rodzaje powierzchni w mieście mają różną temperaturę, co przekłada się na różną temperaturę powietrza ponad nimi – wspomniane mieszanie powoduje, że różnice te zanikają. Aby wytworzyły się znaczące różnice w temperaturze powietrza na terenie miasta i okolic warunki pogodowe powinno cechować małe zachmurzenie i słaby wiatr. W takich warunkach, jak już wcześniej wspomniano, zwłaszcza latem dobrze widoczne jest różne oddziaływanie poszczególnych rodzajów powierzchni w mieście na temperaturę powietrza, przy czym jest ono inne w dzień niż w nocy. Przedstawione analizy MWC pokazują różnice temperatury między punktami pozamiejskimi

i miejskimi w poszczególnych strefach miasta. Gdyby jednak przeanalizować wartości temperatury (nie jej różnic) na obszarze Krakowa i okolic (co zostało przedstawione w pracach Bokwy 2010 i Bokwy i in. 2015) to widać np., że nocą inwersja temperatury powoduje, że na terenach pozamiejskich na wypukłych formach terenu na południe i północny wschód od miasta, temperatura powietrza ma zbliżone wartości do tych jakie występują blisko centrum miasta, podczas gdy temperatura powietrza w dnie doliny poza miastem na południe od miasta oraz na północ od miasta jest znacznie niższa, ale zbliżona do temperatury północnych obszarów miasta. Widać zatem, że przy pewnych warunkach temperatura powietrza może w obszarach pozamiejskich otaczających Kraków być zbliżona do temperatury w pobliżu centrum miasta. Powyższe badania pokazują zróżnicowanie temperatury powietrza. W pracy Walawendera i in. (2013) pokazano, że temperatura radiacyjna podłoża także jest bardzo zróżnicowana i np. obszary rolnicze położone na północny wschód od Krakowa mogą mieć temperaturę radiacyjną tak wysoką jak centrum miasta, z uwagi na występowanie tam czarnoziemów. Określenie intensywności MWC dla tak zróżnicowanego obszaru musiało zatem uwzględniać te cechy szczególne. Opracowanie rycin pokazujących zróżnicowanie przestrzenne MWC jest wyzwaniem technicznym co zostało opisane w części 2, natomiast ryciny od nr 23 do 26 zamieszczone w niniejszym opracowaniu należy uznać za pierwsze przybliżenie do uzyskania zadowalających wyników. Niemniej jednak pokazują one skalę zróżnicowania przestrzennego intensywności MWC, a zarazem skalę zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w Krakowie w określonych warunkach pogodowych.

Wspomniane ryciny 23-26 pokazują także obszary, dla których nie można wyznaczyć intensywności MWC gdyż reprezentują takie rodzaje LCZ dla który brak danych pomiarowych. Rodzi się pytanie czy nie można tam zastosować jednak danych z istniejących punktów, np. po pewnych korektach? Niestety, odpowiedź na takie pytanie musi być negatywna. Obszary bez danych pomiarowych to duże obszary leśne (np. Lasek Wolski), duże wybetonowane powierzchnie jak rozległe parkingi przed centrami handlowymi (np. przed centrum handlowym Zakopianka) czy duże obszary przemysłowe jak kombinat nowohucki. Jedyne co można domniemywać, na podstawie publikacji dotyczących omawianego zagadnienia, to że przy pogodzie radiacyjno-insolacyjnej we wnętrzu obszarów leśnych w dzień temperatura maksymalna (czyli najwyższa w ciągu doby) jest niższa niż na terenach sąsiednich, a nocą temperatura minimalna jest wyższa niż poza lasem. Różnice prawdopodobnie sięgają ok. 2-3°C. Natomiast rozległe tereny wybetonowanych placów czy obszarów przemysłowych w czasie pogody radiacyjno-insolacyjnej prawdopodobnie charakteryzują się wyższą temperaturą powietrza niż śródmiejskie punkty pomiarowe, dla których mamy dane. Może to

wynikać z faktu, że zwykle takie place czy obszary przemysłowe są pozbawione lub prawie pozbawione zieleni i oddziaływanie powierzchni sztucznych może powodować występowanie wartości temperatury o kilka stopni wyższych niż w śródmiejskich punktach pomiarowych (Al. Krasińskiego, Teatr im. J. Słowackiego), gdzie zieleń występuje.

Powyższa kwestia prowadzi do kolejnego zagadnienia wartego podsumowania jakim jest rola **zieleni i terenów wodnych** w kształtowaniu temperatury powietrza w mieście. Urządzanie zielonej i błękitnej infrastruktury jest czasem postrzegane jako działanie, które zaradzi wszelkim problemom i zmieni klimat miasta w takim stopniu, aby zawsze był on dla mieszkańców komfortowy. Niestety, oddziaływanie zieleni i terenów wodnych na klimat w skali lokalnej zależy od wielu czynników, a pierwszym z nich jest rodzaj terenu zielonego (czyli np. zieleń wysoka lub niska), następnie wielkość terenu zielonego, a dalej jego otoczenie. W przypadku obszarów wodnych ważna jest ich powierzchnia i głębokość. Rolę zieleni w modyfikacji klimatu miasta w Krakowie analizowała Wrona (2022). W przedstawionym tam przeglądzie literatury czytamy, że wpływ zieleni miejskiej na stan atmosfery i warunki klimatyczne może przejawiać się w różnych aspektach. W literaturze wymieniane są: ograniczenie dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego, podwyższenie wilgotności względnej powietrza, modyfikacja pola wiatru (osłabienie wysokich prędkości wiatru, lecz również zapobieganie występowaniu cisz atmosferycznych poprzez pobudzenie lokalnej cyrkulacji powietrza), wiązanie dwutlenku węgla i produkcja tlenu w procesie fotosyntezy, zbieranie zanieczyszczeń pyłowych na powierzchni koron, liści i innych części rośliny, wychwytywanie przez niektóre gatunki roślin tlenków azotu, siarki czy metali ciężkich oraz izolacja akustyczna (Czerwieniec, Lewińska 2000, Bartnicka, Ullman 2009, Szumacher 2011, Kaszewski 2017, Oke i in. 2017). Wpływ zieleni miejskiej na warunki termiczne, był opisywany w literaturze zarówno polskiej (np. Olszewski 1978, Czerwieniec, Lewińska 2000, Bartnicka, Ullman 2009, Szczepanowska 2015, Kaszewski 2017), jak i zagranicznej (np. Vieira i in. 2018, Aram i in. 2019a, 2019b, 2020a, 2020b, Fahmy i in. 2020, Grilo i in. 2020, Yang i in. 2020, Knight i in. 2021). Efekt termiczny zieleni definiuje się jako różnicę temperatury powietrza między terenem zielonym a obszarem pozbawionym roślinności (referencyjnym) w obrębie miasta, przy czym rodzaj terenu zielonego ma znaczenie i może przynależeć do następujących kategorii: roślinność niska (głównie trawniki), zielone dachy, drzewa i lasy lub też parki i ogrody, czyli tereny charakteryzujące się występowaniem zarówno płatów roślinności niskiej, jak i wysokiej. Średni zmierzony efekt termiczny zieleni parkowej (czyli obniżenie temperatury powietrza spowodowane przez obecność terenu zielonego) został na podstawie wszystkich badań oszacowany na niecały 1°C w dzień oraz na 1,15°C nocą, przy

czym udowodniono, iż większe parki częściej charakteryzują się niższą temperaturą powietrza od otoczenia lub też efekt ochładzający wewnątrz nich jest większy. Liczne badania pokazały istotną rolę drzew w parku – im jest ich więcej, tym większej różnicy temperatury powietrza między parkiem a otoczeniem można oczekiwać, i to nie tylko dzięki zwiększeniu powierzchni zacienionej, co obniża temperaturę, ale również m.in. z uwagi na proces uwalniania ciepła podczas rozkładu trawy, pozostawianej po skoszeniu na terenach otwartych, niezadrzewionych. Pozytywną korelację ze wzrostem temperatury powietrza w parku zaobserwowano w odniesieniu do udziału terenów nieporośniętych roślinnością, w tym m.in. ścieżek. Wraz ze wzrostem wielkości parku, zwiększa się odległość, na którą park ten może oddziaływać. Tereny zieleni o powierzchni 12 i 36 ha mogą wpływać na obniżenie temperatury powietrza na dystansie do 500 m. Zasięg termicznego oddziaływania parku większego niż 150 ha jest w stanie sięgnąć nawet 1 km. Niemal każdy rodzaj zieleni miejskiej, od pojedynczego drzewa, poprzez trawnik i zielony dach po las miejski, przyczynia się do obniżania temperatury powietrza w ciągu dnia. W porze nocnej natomiast może następować zatrzymywanie ciepła w koronach drzew, co będzie ten efekt niwelowało. Ponadto, więcej badań potwierdziło obniżenie temperatury powierzchni zielonych dachów w stosunku do części niepokrytych roślinnością niż spadek temperatury w warstwie powietrza powyżej roślinności na dachach, który został zaobserwowany jedynie przez część autorów zajmujących się tym zagadnieniem. Strefy obniżonej temperatury powietrza dookoła terenu zieleni określa się mianem „parkowych wysp chłodu” (ang. PCI – *Park Cool Islands*) (Spronken-Smith, Oke 1998) lub, bardziej współcześnie, jako „wyspy chłodu terenów zielonych” (ang. GCI – *Green Spaces Cooling Islands*), które to pojęcie zawiera w sobie również inne tereny zielonej infrastruktury niebędące parkami. Zwarte kształty prostokątne lub okrągłe terenów zielonych przyczyniają się do powstawania intensywniejszych GCI i dalszego zasięgu ich oddziaływania w przestrzeni. Dowiedziono pozytywnej relacji między wzrostem powierzchni parku a stopniem redukcji temperatury powierzchni i zasięgiem oddziaływania „jeziora chłodu”. Przeciętny dystans, na którym wpływ terenu zielonego na temperaturę powierzchni jest dostrzegalny, to ok. 100 m (wahania od niecałych 60 m do prawie 300 m), a siła efektu chłodzenia to ok. 2°C (zróżnicowanie od 0,9°C do 6,7°C). Największe termiczne różnice między terenem zielonym a jego otoczeniem obserwowano latem i wiosną. Analizy przeprowadzone przez K. Wroneń (2022) dla Krakowa pokazały, że w ciągu dnia obszary z roślinnością niską charakteryzuje wyższa temperatura powietrza niż średnia dla miasta, a w nocy niższa, zaś dla terenów z roślinnością wysoką sytuacja jest odwrotna. Różnica średniej dobowej temperatury powietrza

w okresie letnim przy pogodzie insolacyjno-radiacyjnej wynosiła ok. 1°C między skrajem a wnętrzem dużego zwartego terenu zieleni wysokiej (fragment Parku Lotników Polskich).

Rozważania te prowadzą do wniosku, że tereny zieleni niskiej nie przyczyniają się do poprawy mikroklimatu i klimatu lokalnego miasta, natomiast zieleń wysoka, czyli drzewa oddziałują głównie przez zacienianie podłoża. Jednak, aby uzyskać obniżenie temperatury powietrza o 1°C potrzebujemy dużego terenu zadrzewionego, a żeby to oddziaływanie było dostrzegalne także poza samym parkiem czy laskiem – musi on być dostatecznie duży, co w warunkach zwartej zabudowy miejskiej jest praktycznie niewykonalne. Można zatem przyjąć, że w warunkach istniejącej zabudowy polepszenie mikroklimatu można osiągnąć sadząc drzewa tam, gdzie to jest możliwe i bezpieczne z punktu widzenia tejże istniejącej infrastruktury, natomiast nie należy oczekiwać spektakularnych efektów termicznych. Przede wszystkim temperatura powietrza kształtowana jest w mieście przez elementy podłoża i zabudowy, których z konieczności jest znacznie więcej niż zieleni i dlatego efekt ochładzający zieleni z konieczności jest mocno ograniczony.

Odrębnym zagadnieniem są tzw. zielone dachy. Należy podkreślić, że temperatura powietrza na poziomie dachów budynków jest bez związku z temperaturą na poziomie ulicy, gdzie poruszają się mieszkańcy, zatem nie należy spodziewać się aby obecność zielonego dachu polepszyła warunki klimatu lokalnego dla przechodniów. Ponadto warto zauważyć, że konstrukcja zielonego dachu wymaga odpowiedniej konstrukcji całego budynku. Wymaga także zapewnienia nawadniania roślin. Jest to zatem przedsięwzięcie kosztowne, raczej o znaczeniu dla mieszkańców danego budynku jako lokalna oaza zieleni zamiast parku między budynkami. Warto także wspomnieć, że zielone dachy są często uwzględniane przy badaniu powierzchniowej wyspy ciepła, ale taka wyspa ciepła pokazuje głównie temperaturę radiacyjną dachów i ulic, nie powietrza.

Zagadnienie roli terenów wodnych w mieście było już poruszane w części drugiej, warto jednak podsumować, że niewielkie obszary wody stojącej mają w mieście znikome oddziaływanie na mikroklimat, gdyż płytka warstwa wody szybko nabiera cech termicznych podłoża. Jedynie dostatecznie duży zbiornik wodny może w dzień mieć temperaturę wody niższą od temperatury powietrza i dzięki temu działać ochładzająco na najbliższe otoczenie. Jednak w nocy z uwagi na dużą pojemność cieplną wody taki zbiornik będzie miał temperaturę wody wyższą niż temperatura powietrza i będzie powietrze ogrzewał. Natomiast czynnikiem poprawiającym mikroklimat w swoim otoczeniu są fontanny, tworzące w powietrzu aerozol z drobnych kropelek wody, co wspomaga procesy chłodzenia organizmu osób przebywających w bezpośredni sąsiedztwie takiego obiektu, zwłaszcza w czasie fal upałów.

**Fale upałów**, które często występują w czasie pogody radiacyjno-insolacyjnej, są kolejnym ważnym czynnikiem kształtującym klimat miasta latem. Dane zaprezentowane w niniejszym opracowaniu dowiadują do wyników zaprezentowanych w publikacji Bokwy i Limanówki (2014); w terenach zurbanizowanych położonych 50 m ponad dnem doliny, wskaźniki obciążenia cieplnego miały wartości o połowę mniejsze niż w dnie doliny. Także w terenach pozamiejskich największe obciążenie cieplne notuje się w dnie doliny, co jest charakterystyczną cechą klimatu gór i obszarów pogórskich. Niestety, prognozy zmiany klimatu wskazują, że problem fal upałów będzie się nasilał. Według ustaleń Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu (Zmiana... 2021) jest praktycznie pewne, że ekstrema ciepła (w tym fale upałów) stały się od lat 50. XX w. częstsze i bardziej intensywne w większości regionów lądowych świata, natomiast ekstrema chłodu (w tym fale zimna) stały się rzadsze i mniej dotkliwe, za tę zmianę odpowiada z wysokim poziomem pewności, głównie antropogeniczna zmiana klimatu. Wystąpienie niektórych ekstremalnych upałów, zaobserwowanych w ostatniej dekadzie, bez wpływu człowieka na system klimatyczny byłoby skrajnie nieprawdopodobne. Zmiany w ekstremach stają się coraz większe wraz z każdym kolejnym przyrostem globalnego ocieplenia. Przykładowo, każde dodatkowe 0,5°C globalnego ocieplenia powoduje wyraźny wzrost intensywności i częstotliwości występowania ekstremów ciepła, w tym fal upałów, intensywnych opadów, a także susz rolniczych i środowiskowych w niektórych regionach. Wraz z postępem globalnego ocieplenia w wielu regionach wzrośnie prawdopodobieństwo jednoczesnego występowania fal upałów i susz.

Występowanie wysokiej temperatury, a zwłaszcza fal upałów, czyli długich okresów trwania warunków z wysoką temperaturą, jest czynnikiem stanowiącym obciążenie dla funkcjonowania organizmu człowieka, zwłaszcza w przypadku osób starszych i dzieci. U osób starszych mechanizmy termoregulacyjne są bowiem osłabione z powodu wieku i chorób, a u dzieci są one jeszcze nie w pełni ukształtowane. Jak podkreślają Kozłowska-Szczęsna i in. (2004), wpływ wysokiej temperatury powietrza przejawia się złym samopoczuciem, zmniejszeniem wydolności fizycznej i psychicznej, zwiększeniem tętna i obniżeniem ciśnienia krwi, przyspieszeniem oddechu oraz zwiększeniem wydzielania potu. Odpowiedzią układu termoregulacji na wysoką temperaturę jest rozszerzenie peryferycznych naczyń krwionośnych oraz zmniejszenie ich oporu, co powoduje wzmożony przepływ krwi do tkanek peryferyjnych i prowadzi do obniżenia ciśnienia tętniczego krwi. Sprzyja temu również utrata wody z organizmu człowieka w procesie parowania z powierzchni ciała człowieka. Na upały szczególnie narażone są osoby cierpiące z powodu chorób układu krążenia. Autorzy przeanalizowali wyniki badań w różnych krajach dotyczące wpływu fal upałów na umieralność.

Podczas upałów wzrasta umieralność na choroby układu sercowo-naczyniowego i oddechowego oraz spowodowana osłabieniem systemu odpornościowego lub wypadkami, a objawy kojarzone bezpośrednio z upałem, tj. udary i wyczerpanie stanowią niewielki procent przyczyn zgonów w tym okresie. Ogólny wniosek jest taki, że wzrost umieralności w czasie upałów widoczny jest prawie natychmiast, występuje zazwyczaj już w dzień po wzroście temperatury powietrza i utrzymuje się kilka dni po ustaniu okresu gorącego, po czym następuje spadek liczby zgonów. Ostateczna liczba zgonów w wyniku fali upałów w dłuższym okresie jest niższa od tej, jaką notuje się w czasie wysokiej temperatury powietrza. Fala upałów w dużej mierze jedynie przyspiesza zgon osób chorych, które i tak zmarłyby w krótkim okresie niezależnie od warunków pogodowych, a zjawisko to określa się mianem „efektu żniw” (ang. *harvesting effect*). W świetle faktu, że przewidywany jest wzrost częstości fal upałów, wskazane jest opracowanie długofalowej i wieloaspektowej strategii ochrony zdrowotnej mieszkańców Krakowa przed falami upałów, co jest zadaniem dla organów służby zdrowia.

Znaczenie MWC dla **jakości i bezpieczeństwa życia** w mieście w porównaniu z innymi zagrożeniami naturalnymi, jak powódzie, huragany itp. jest bez porównania mniejsze. Zjawisko to niesłusznie jest czasem demonizowane, a zdarza się, że mylone jest z całkowicie naturalnym zjawiskiem fal upałów. Należy jeszcze raz podkreślić, że nadmierny stres cieplny w mieście jest zazwyczaj zjawiskiem wyjątkowym, „okazjonalnym”, wynika przede wszystkim z przyczyn naturalnych, czyli z występowania fali upałów powodowanej napływem tropikalnych mas powietrza. MWC tylko w czasie fal upałów może przyczyniać się do wzrostu obciążenia cieplnego mieszkańców, ale nocą, kiedy może (nie musi, ale może) przyczyniać się do wystąpienia w niektórych częściach miasta tzw. nocy tropikalnych.

Powyższe rozważania prowadzą do pytania: co można zrobić w zakresie planowania przestrzennego i rozwoju nowej zabudowy miasta, aby lepiej przygotować się i przystosować do przewidywanego wzrostu częstości fal upałów? Jak się wydaje, zadaniem dla licznej kadry inżynierskiej Krakowa jest poszukiwanie sposobów zwiększenia albedo miasta i zmniejszenia ilości energii słonecznej pochłanianej przez sztuczne powierzchnie czynne, np. poprzez różne sposoby ich zacieniania. Z pewnością nadal należy kontynuować wszelkie działania zwiększające izolacyjność budynków miasta. Dobrze zaizolowany budynek nie tylko taniej jest ogrzać zimą, ale także łatwiej tam zachować niższą temperaturę niż na zewnątrz latem, co polepsza komfort termiczny użytkowników budynku i zmniejsza koszty chłodzenia, np. klimatyzacji. Na pewno warto także starać się stosować jasne kolory przy odnawianiu czy wykonywaniu ścian zewnętrznych budynków. Są już opracowywane nowe rodzaje nawierzchni drogowych, które zwiększają ich albedo bez efektu oślepienia kierowców; należy mieć



nadzieję, że z czasem technologie te będą dostępne także w naszym kraju. Warto także wykorzystywać dostępne dane i narzędzia analityczne, aby polepszyć np. planowanie nowej zabudowy. Przykład takiego działania prezentuje ryc. 30.

(a)



— ulice

■ budynki

Promieniowanie słoneczne [Wh/m<sup>2</sup>]

400000

0

(b)



**budynki**

liczba kondygnacji nadziemnych

- 1
- 2 - 3
- 4 - 5
- 6 - 8
- > 8

Ryc. 30. Sumy promieniowania słonecznego (w wato-godzinach na m<sup>2</sup>) otrzymane przez powierzchnie ulic na os. Oficerskim w Krakowie w okresie 21.05-21.07.2022 r. (a) oraz rozmieszczenie drzew i budynków o różnej wysokości na tym terenie (b).

*Źródło: dane EGiB i MSiP Kraków*

Rycina 30 przedstawia wartości sumy promieniowania słonecznego (bezpośredniego i rozproszonego) w okresie od 21 maja do 21 lipca 2022 r. dla części obszaru Osiedla Oficerskiego. Wykonano ją za pomocą oprogramowania ArcGIS Pro. W analizie nie brano pod

uwagę zachmurzenia. Aby wyróżnić powierzchnię poza budynkami, których dachy w większości wypadków otrzymują wyższe wartości promieniowania słonecznego niż np. ulice, wprowadzono tzw. maskę budynków (czyli dla dachów obliczenia nie zostały wykonane, aby lepiej pokazać wartości dla ulic). Warto zauważyć pewne zależności kształtowania się sum promieniowania słonecznego w zależności od sposobu zagospodarowania przestrzennego obszaru ulicy:

1. Szerokość ulic i wysokość budynków – szersze ulice i niska zabudowa wpływają na mniejszą ilość cienia.
2. Kierunek ulic – ulice poprowadzone według osi północ-południe lub północny wschód – południowy zachód będą narażone na promieniowanie słoneczne w tych godzinach, kiedy temperatura powietrza jest zwykle najwyższa, co pogorszy warunki komfortu termicznego (będą miały większe wartości sum promieniowania słonecznego).
3. Istotną rolę w zacienianiu ulic odgrywa zieleń wysoka – ulice z dużą liczbą wysokich drzew mają wyraźnie niższe wskaźniki wartości sum promieniowania słonecznego.

Na zakończenie warto zaapelować o przykładanie większej uwagi do lokalnych badań klimatu miasta i wspieranie ich organizacyjnie i finansowo. W każdym większym ośrodku akademickim działają zespoły klimatologów, zajmujące się m.in. klimatem miasta i warto korzystać z ich wiedzy oraz wspierać lokalne programy pomiarowe mające na celu monitorowanie różnych elementów klimatu miasta, ważnych dla funkcjonowania infrastruktury miejskiej i dla jakości życia mieszkańców. Wieloletnie dane pomiarowe z sieci punktów obejmującej wybrane struktury miejskie i podmiejskie pozwalają tak na wykonywanie opracowań planistycznych, jak na zastosowanie różnego rodzaju modeli (które tymi danymi można walidować, czyli sprawdzać ich skuteczność), a także na prowadzenie wielu badań naukowych.

## Literatura

- Alcoforado M.-J., Andrade H., 2006, Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): main features and modelling attempts, *Theor. Appl. Climatol.*, 84, 151–159.
- Anniballe R., Bonafoni S., Pichierri M., 2014, Spatial and temporal trends of the surface and air heat island over Milan using MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, 150:163–171, DOI: 10.1016/j.rse.2014.05.005.
- Aram F., Higuera García E., Solgi E., Mansournia S., 2019a, Urban green space cooling effect in cities, *Heliyon*, 5, 01339, DOI: 10.1016/j.heliyon.2019.e01339.
- Aram F., Solgi E., Higuera García E., Várkonyi-Kóczy A.R., 2019b, The cooling effect of large-scale urban parks on surrounding area thermal comfort, *Energies*, 12, 3904, DOI: 10.3390/en12203904.
- Aram F., Solgi E., Higuera García E., Mosavi A., 2020a, Urban heat resilience at the time of global warming: evaluating the impact of the urban parks on outdoor thermal comfort, *Environmental Sciences Europe*, 32, 117, DOI: 10.1186/s12302-020-00393-8.
- Aram F., Solgi E., Baghaee S., Higuera García E., Mosavi A., Band S.S., 2020b, How parks provide thermal comfort perception in the metropolitan cores; a case study in Madrid Mediterranean climatic zone, *Climate Risk Management*, 30, 100245, DOI: 10.1016/j.crm.2020.100245.
- Arnfield A.J., 2003, Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of Energy and water, and the urban heat island, *Int. J. Climatol.*, 23, 1–26.
- Bartnicka M., Ullman I., 2009, Wykorzystać wszystkie atuty zieleni, *Architecturae et Artibus*, 2, 17-22.
- Baścik J., Zgud K., 1984, Ocena warunków klimatycznych zespołu mieszkaniowego na przykładzie osiedla XXX-lecia PRL w Krakowie, *Biul. IKŚ*, 3–4.
- Ben-Dor E., Saaroni H., 1997, Airborne video thermal radiometry as a tool for monitoring microscale structures of the urban heat island, *Int. J. Remote Sensing*, 18, 14, 3039–3053.
- Beral-Guyonnet I., 1997, Analyse spatiale des températures mensuelles dans l'agglomération lyonnaise: l'îlot de chaleur urbain / Spatial analysis of monthly temperatures in the city of Lyon, *Géocarrefour*, 72, 4, 263–266.
- Błażejczyk K., Kuchcik M., Milewski P., Dudek W., Kręcisz B., Błażejczyk A., Szmyd J., Degórska B., Pałczyński C., 2014, Miejska wyspa ciepła w Warszawie, IGiPZ PAN, Sedno Wyd. Akademickie, Warszawa
- Bokwa A., 2010, Wieloletnie zmiany struktury mezoklimatu miasta na przykładzie Krakowa. Kraków, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, publikacja dostępna na stronie: <http://denali.geo.uj.edu.pl/publikacje,000155?&page=rok>
- Bokwa A., 2011, Impact of relief on air temperature in urban area, *Prace i Studia Geograficzne*, t. 47: Badania klimatu w różnych skalach przestrzennych, 347-354, <http://wgsr.uw.edu.pl/wgsr/wp-content/uploads/2018/11/Bokawa.pdf>
- Bokwa A. 2012, Zanieczyszczenie powietrza pyłem zawieszonym PM10 a sytuacje synoptyczne i warunki termiczne w Krakowie, *Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ*, nr 74, Bielec-Bąkowska Z., Łupikasza E., Widawski A. (red.), 275-286
- Bokwa A. 2016. Klimat Krakowa. W: K. Bajorek-Zydroń, P. Wężyk (red.) Atlas pokrycia terenu i przewietrzania Krakowa. Urząd Miasta Krakowa, Kraków: 19.
- Bokwa A. 2019, Rozwój badań nad klimatem lokalnym Krakowa, *Acta Geographica Lodziensia*, 108, 7-20, DOI: 10.26485/AGL/2019/108/1
- Bokwa A., Dobrowolny P., Gál T. i wsp. (2018). Urban climate in Central European cities and global climate change. *Acta Climatologica*, 51-52: 7-35, DOI: 10.14232/acta.clim.2018.52.1

- Bokwa A., Geletič J., Lehnert M. i wsp., 2019, Heat load assessment in Central European cities using an urban climate model and observational monitoring data. *Energy and Buildings*, 201: 53-69, DOI: 10.1016/j.enbuild.2019.07.023
- Bokwa A., Hajto M.J., Walawender J., Szymanowski M., 2015, Influence of diversified relief on the urban heat island in the city of Kraków, Poland, *Theor. Appl. Climatol.*, 122, 365-382, DOI 10.1007/s00704-015-1577-9.
- Bokwa A., Limanówka D., 2014, Effect of relief and land use on heat stress in Kraków, Poland. *Die Erde*, 145, 1-2: 34-48, DOI: 10.12854/erde-145-4
- Bokwa A., Skowera B., 2008, Wpływ rzeźby i użytkowania terenu na strukturę opadów atmosferycznych w okolicach Krakowa (1971–2005), *Infrastr. i Ekol. Ter. Wiejskich*, 5, 51–61.
- Bokwa A., Skowera B., 2009, Występowanie ekstremalnych warunków pluwialnych w Krakowie i okolicy w latach 1971-2005, *Acta Agrophys.*, 13(2), 299–310.
- Bornstein R.D., 1968, Observations of the Urban Heat Island Effect in the New York City, *J. Appl. Meteorol.*, 7, 575–582.
- Chromow S.P., 1969, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Colacino M., 1978, Infrared Radiometric Measurements for the Study of Rome Urban Heat Island, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, ser. B, 26, 207–217.
- Czerwieniec M., Lewińska J., 2000, *Zieleń w mieście*, Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Wydanie drugie, Warszawa.
- Dębicka K., 1998, Pionowe gradienty temperatury w obszarze sodarowych ech warstw dolnych – analiza serii pomiarów, *Wiad. IMGW*, 21, 1, 161–166.
- Dębicka K., 1999, Częstotliwość występowania dni z całodziennymi inwersjami w Krakowie, *Wiad. IMGW*, 22 (43), 3, 93–105.
- Drużkowski M., 1992, Wpływ ukształtowania terenu i miejskiej wyspy ciepła na stosunki termiczne Krakowa i okolic, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 23, 55–63.
- Dupont E., Menut L., Carissimo B., Pelon J., Flamant P., 1999, Comparison between the atmospheric boundary layer in Paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment, *Atm. Envir.*, 33, 979–994.
- Encyklopedia Klimatologiczna ESPERE, 2023, Platforma otwartych zasobów edukacyjnych „Uniwersytet Jagielloński bez Granic”, <https://open.uj.edu.pl/mod/page/view.php?id=1030>
- Fahmy M., Mahdy M., Mahmoud S., Abdelalim M., Ezzeldin S., Attia S., 2020, Influence of urban canopy green coverage and future climate change scenarios on energy consumption of new sub-urban residential developments using coupled simulation techniques: A case study in Alexandria, Egypt, 6th International Conference on Energy and Environment Research, ICEER 2019, 22–25.07.2019, University of Aveiro, Portugal, *Energy Reports*, 6, 638-645, DOI: 10.1016/j.egy.2019.09.042.
- Fallot J.-M., de Buman A.-M., Roten M., Ruffieux D., 1986, Mesures de l'îlot de chaleur urbain dans le cadre d'une petite ville a topographie tourmentée : Le cas de Fribourg (Suisse), *Int. Symp. On Urban and Local Climatology*, Freiburg, 20–21.02.1986, *Freiburger Geographische Hefte*, 26, 20–29.
- Fortuniak K., 2003, *Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, ss. 233.
- Fortuniak K., Pawlak W., Podstawczyńska A., Siedlecki M., Wibig J., Wilk S., 2019, Łódzkie badania klimatu miasta, *Acta Geographica Lodziensia*, 108, 35-49.
- Gallo K.P., Tarpley J.D., McNab A.L., Karl T.R., 1995, Assessment of urban heat islands: a satellite perspective, *Atm. Res.*, 37, 37–43.

- Gallo K.P., Owen T.W., 1999, Satellite-Based Adjustments for the Urban Heat Island Temperature Bias, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 806–813.
- German K., 2007, Środowisko przyrodnicze Krakowa i jego wpływ na warunki klimatyczne. W: *Klimat Krakowa w XX wieku*. Matuszko D. (red.). Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 11–19.
- German K., 2000–2001, Fizycznogeograficzne regiony województwa małopolskiego, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Oecon., 31–32, 9–38.
- Godowitch J.M., Ching J.K.S., Clarke J.F., 1985, Evolution of the Nocturnal Inversion Layer at an Urban and Nonurban Location, *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, 24, 791–804.
- Goldreich Y., 1984, Urban topoclimatology, *Progr. Phys. Geogr.*, 8, 3, 336–364.
- Goldreich Y., 1985, The Structure of the Ground-Level Heat Island in a Central Business District, *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, 24, 1237–1244.
- Goldreich Y., 2009, Updating the urban topoclimatology – a review, *Mat. 7th Int. Conf. on Urban Climate*, Yokohama, Japan, 29.06–3.07.2009.
- Grilo F., Pinho P., Aleixo C., Catita C., Silva P., Lopes N., Freitas C., Santos-Reis M., McPhearson T., Cristina Branquinho, 2020, Using green to cool the grey: Modelling the cooling effect of green spaces with a high spatial resolution, *Science of the Total Environment*, 724, 138182, DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.138182.
- Grimmond C.S.B., 2006, Progress in measuring and observing the urban atmosphere, *Theor. Appl. Climatol.* 84, 3–22.
- Hajto M., Rozwoda W., 2010, Wykorzystanie danych sodarowych do oceny warunków rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w warstwie granicznej atmosfery w Krakowie. W: *Ochrona powietrza w teorii i praktyce*. T. 2, s. 81–92.
- Hemmerle H., Hale S., Dressel I., Benz S.A., Attard G., Blum P., Bayer P., 2019, Estimation of groundwater temperatures in Paris, France, *Geofluids* 1–11. <https://doi.org/10.1155/2019/5246307>.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 11.
- Hess M., 1967, O stosunkach termicznych Krakowa (1780-1963), *Przeegl. Geofiz.*, 12, 3–4, 311–330.
- Hess M., 1974, *Klimat Krakowa*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 8, 45–102.
- Hildebrand P.H., Ackerman B., 1984, Urban Effects on the Convective Boundary Layer, *J. Atm. Sci.*, 41, 1, 76–91.
- Hočevár A., Petkovšek Z., 1995, Some climatic peculiarities of towns and their changes in basins of temperate climate belt, [w:] K. Kłysik (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź, 21–30.
- Junk J., Helbig A., Lüers J., 2003, Urban climate and air quality in Trier, Germany, *Int. J. Biometeorol.*, 47, 230–238.
- Kaszewski B., 2017, Próba oceny zieleni przyulicznej w kształtowaniu klimatu miasta [w:] Trzaskowska E., *Roślinność pasów przydrożnych Lublina. Potencjał i zagrożenia*, Urząd Miasta Lublin, Lublin, 13–22.
- Ketterer C., Matzarakis A., 2014, Human-biometeorological assessment of the urban heat island in a city with complex topography – The case of Stuttgart, Germany, *Urban Climate*, DOI: 10.1016/j.uclim.2014.01.003
- Ketterer C., Matzarakis A., 2015, Comparison of different methods for the assessment of the urban heat island in Stuttgart, Germany, *Int J Biometeorol.*, 59(9):1299–309, doi: 10.1007/s00484-014-0940-3.
- Kłysik K., 1998, Charakterystyka powierzchni miejskich Łodzi z klimatologicznego punktu widzenia, *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 3, 173–185.

- Knights T., Prince S., Bowler D., Hookway A., King S., Konno K., Richter R.L., 2021, How effective is 'greening' of urban areas in reducing human exposure to ground-level ozone concentrations, UV exposure and the 'urban heat island effect'? An updated systematic review, *Environmental Evidence*, 10, 12, DOI: 10.1186/s13750-021-00226-y.
- Kolev I., Savov P., Kaprielov B., Parvanov O., Simeonov V., 2000, Lidar observation of the nocturnal boundary layer formation over Sofia, Bulgaria, *Atm. Envir.*, 34, 3223–3235.
- Kozłowska-Szczęśna T., Krawczyk B., Kuchcik M., 2004, Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Monografie, nr 4; <https://rcin.org.pl/dlibra/publication/13509/edition/2444>
- Kożuchowski K., 1995, The development of an urban effect in the long-term changes in temperature in Cracow, [w:] *Klimat i bioklimat miast*, K. Kłysik (red.), Wyd. Uniw. Łódzkiego, 153–162.
- Kożuchowski K. (red.), 2005, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Kuttler W., Barlag A.-B., Rossmann F., 1996, Study of the thermal structure of a town in a narrow valley, *Atm. Envir.*, 30, 365–378.
- Lapin M., Pindják P., Podobová B., 1987, Príspevok k mezoklíme Bratislavy [Contribution to the mesoclimate of Bratislava], *Meteorologické zprávy*, 40, 138–142.
- Landsberg H.E., 1981, *The Urban Climate*, Academic Press, New York.
- Lazar R., Jernej S., 2001, First results of the urban climate analysis of Ljubljana, *Meteorol. Zeitschr.*, 10, 4, 273–276.
- Lazar R., Podesser A., 1999, An urban climate analysis of Graz and its significance for urban planning in the tributary valleys east of Graz (Austria), *Atm. Envir.*, 33, 4195–4209.
- Lewińska J., 1967, Opady atmosferyczne w Wielkim Krakowie, *Prace PIHM*, 91, 19–28.
- Lewińska J., 1979, Termiczne zanieczyszczenie środowiska na przykładzie regionu krakowskiego, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, 12, 93–101.
- Lewińska J., 1984, Struktura termiczna powietrza nad Krakowem, *Biul. IKŚ*, 3–4, 46–52.
- Lewińska J., 1996, Geneza i rozwój miejskiej wyspy ciepła w Krakowie oraz możliwości jej minimalizacji, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, 26–27 (1994/1995), 75–87.
- Lewińska J., 2000, *Klimat miasta. Zasoby, zagrożenia, kształtowanie*, Inst. Gosp. Przestrz. i Komun., Oddz. w Krakowie, Kraków.
- Lewińska J., Bartosik J., Baścik J., Czerwieniec M., Zgud K., 1982, Wpływ miasta na klimat lokalny (na przykładzie aglomeracji krakowskiej), *Inst. Kształt. Środ.*, Warszawa.
- Lewińska J., Zgud K., 1980, Wyspa ciepła na tle zespołów urbanistycznych Krakowa, *Przegl. Geofiz.*, 25, 3–4, 283–294
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., Wiatrak W., 1990, *Klimat obszarów zurbanizowanych*, Inst. Gosp. Przestrz. i Komun., Warszawa.
- Li G., Zhang X., Mirzaei P.A., Zhang J., 2018, Urban heat island effect of a typical valley city in China: Responds to the global warming and rapid urbanization, *Sustainable Cities and Society* 38, DOI: 10.1016/j.scs.2018.01.033
- Matuszko D., Piotrowicz K., 2018, Związek usłonecznienia i temperatury powietrza na podstawie wieloletniej serii klimatologicznej w Krakowie (1884-2016). *Przegląd Geofizyczny*, 63, 1-2: 305-319, <http://ptgeof.imgw.pl/?strona=5,20,1>
- Matuszko D., Piotrowicz K., Twardosz R., 2001, Związki między zachmurzeniem, opadami i temperaturą powietrza w Krakowie w ostatnim stuleciu, *Pr. i St. Geogr. WGiSG UW*, 29, 113–119.
- Matuszko D., Piotrowicz K., Twardosz R., 2003, The relationship between temperature, cloudiness and precipitation at the time of rapid growth of the Cracow agglomeration, [w:] *Z. Górka (red.), Changes of geographical environment and those of the socio-*

- economic phenomena, *Prace Geogr. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków*, 112, 69–80.
- Matuszko D., Twardosz R., Piotrowicz K., 2004, Relationships between cloudiness, precipitation and air temperature, *Geogr. Pol.*, 77, 1, 9–17.
- Matuszko D., Wojkowski J., 2007, Zróżnicowanie przestrzenne wybranych cech klimatu Krakowa, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, 201–204.
- Menberg K., Bayer P., Zosseder K., Rumohr S., Blum P., 2013, Subsurface urban heat islands in German cities, *Science of the Total Environment*, 442, 123–133; <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.10.043>
- Michniewski A., 2000, Porównanie wartości temperatury minimalnej w Krakowie-Ogrodzie Botanicznym i w Balicach w latach 1966–1995, *Prace Geogr. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków*, 105, 125–136.
- Milata S., 1959, Częstotliwość inwersji względnych temperatury powietrza w Krakowie w latach 1954, 1955 i 1957, *Przeł. Geofiz.*, 4, 1, 19–37.
- Morawska-Horawska M., 1978, Struktura termiczna dolnej części troposfery i jej wpływ na zanieczyszczenie powietrza w Krakowie, *Człowiek i środowisko*, 2/1, 61–85.
- Morawska-Horawska M., 1991, Wpływ rozwoju miast i globalnego ocieplenia na wzrost temperatury powietrza w Krakowie w 100-lecie 1881–1980, *Przeł. Geofiz.*, 36, 4, 321–327.
- Morawska-Horawska M., Cebulak E., 1981, Badania pionowego zasięgu miejskiej wyspy ciepła nad Krakowem, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 14, 43–50.
- Morawska-Horawska M., Lewik P., 2003, Wpływ wysokości i ukształtowania terenu na zróżnicowanie warunków meteorologicznych w Krakowie, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Inst. Geogr. Akad. Pedag. w Krakowie, 85–94.
- Nichol J.E., 1998, Visualisation of urban surface temperatures derived from satellite images, *Int. J. Remote Sensing*, 19, 1639–1649.
- Nichol J.E., Fung W.Y., Lam K.-S., Wong M.S., 2009, Urban heat island diagnosis using ASTER satellite images and ‘in situ’ air temperature, *Atm. Res.*, 94, 276–284.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., Olecki Z., 1984, Stosunki bioklimatyczne Krakowa, *Probl. Uzdr.*, 1/2, 143–151.
- Nkemdirim L.C., 1980, Cold Air Drainage and Temperature Fields in an Urban Environment: A Case Study of Topographical Influence on Climate, *Atm. Envir.*, 14, 375–381.
- Obrębska-Starkłowa B., Olecki Z., Trepńska J., 1994, The diagnosis of climate change in Cracow against a background of circulation and local conditions, *Geogr. Pol.*, 63, 51–62.
- Obrębska-Starkłowa B., Olecki Z., Trepńska J., 1997, Uwarunkowania klimatyczne w aspekcie rozwoju terytorialnego i przemysłowego Krakowa, [w:] B. Domański, A. Jackowski (red.), *Geografia, człowiek, gospodarka*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, 232–242.
- Oke, T.R., 1982, The Energetic Basis of the Urban Heat Island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1–24. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710845502>
- Oke, T.R., 1995: The heat island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. In: *Wind Climate in Cities*. Cermak, J.E., Davenport, A.G., Plate, E.J. and Viegas, D.X., (eds.), Kluwer Academic, 81–102.
- Oke T.R., 2004, Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites, WMO Report No. 81, WMO/TD No. 1250.
- Oke T. R., Mills G., Christen A., Voogt J. A., 2017, *Urban climates*, Cambridge University Press, Cambridge, ss. 519.



- Olejniczak J., 2001, Sezonowe zróżnicowanie dobowego przebiegu temperatury powietrza w obszarze miejskim i wiejskim na przykładzie Krakowa i Gaika-Brzezowej, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, 31–32, 73–84.
- Olszewski K., 1978, Rola trawników w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych w mieście, *Prace i studia Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego, Klimatologia*, 26, 11, 93-115.
- Parlow E., Vogt R., Feigenwinter C., 2014, The urban heat island of Basel - Seen from different perspectives, *Die Erde; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 145(1):1-2, DOI: 10.12854/erde-145-8
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego, *Dok. Geogr.*, 14.
- Półrolniczak M., Kolendowicz L., Majkowska-Juskowiak A., 2019, Stan badań klimatu Poznania ze szczególnym uwzględnieniem pola temperatury i zjawiska miejskiej wyspy ciepła, *Acta Geographica Lodziensia*, 108, 79-92
- Previati A., Crosta G.B., 2021, Characterization of the subsurface urban heat island and its sources in the Milan city area, Italy, *Hydrogeology Journal*, 29: 2487–2500, <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02387-z>
- Rajmund Przybylak<sup>1</sup>, Joanna Uscka-Kowalkowska, 2019, Badania klimatu miejskiego w Toruniu prowadzone przez Katedrę Meteorologii i Klimatologii UMK – zarys historii i uzyskanych wyników, *Acta Geographica Lodziensia*, 108, 93-107.
- Roten M., Ruffieux D., Fallot J.-M., 1984, Research on the Climate of Fribourg (Switzerland), a City of 50000 with Unusual Topographic Conditions, *Energy and Buildings*, 7, 117–137.
- Roth M., Oke T.R., Emery W.J., 1989, Satellite derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology, *Int. J. Remote Sensing*, 10, 11, 1699–1720.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A. and Deering, D.W., 1973a, Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS (Earth Resources Technology Satellite). *Proceedings of 3rd Earth Resources Technology Satellite Symposium, Greenbelt*, 10-14 December, SP-351, 309-317.
- Rouse J. W., Haas R. H., Schnell J. A., Deering D. W., 1973b, Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation, *Prog. Rep. RSC 1978-1, Remote Sensing Center, Texas A&M University, College Station*.
- Rupnik G., 2003, *Umweltklimatologische studie Salzburg, Salzburger Geographische Arbeiten*, 37.
- Saaroni H., Ziv B., 2010, Estimating the urban heat island contribution to urban and rural air temperature differences over complex terrain: application to an arid city, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49 (10), 2159-2166.
- Sekula P., Bokwa A., Ustrnul Z., Zimnoch M., Bochenek B., 2021, The impact of a foehn wind on PM10 concentrations and the urban boundary layer in complex terrain: a case study from Kraków, Poland, *Tellus. Series B, Chemical and Physical Meteorology*, 73, 1, 1-26, DOI: 10.1080/16000889.2021.1933780.
- Skiba S., Drewnik M., Szymański W., Żyła M., 2008, *Mapa gleb miasta Krakowa, 1:20 000, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz UJ, Kraków*.
- Skrzypski J., Kamiński W., 1998, Miejska wyspa ciepła w Krakowie w świetle zastosowania sztucznych sieci neuronowych do opisu pola temperatury powietrza w Europie, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 3, 519–529.
- Skublicka L., 2003a, Occurrence of Temperature Inversions in Conditions of the Urban Climate in Cracow, [w:] J. Pyka, M. Dubicka, A. Szczepankiewicz-Szmyrka, M. Sobik, M. Błaś




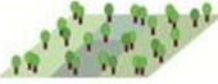













- (red.), *Man and Climate in the XX Century*, Acta Univ. Wratisl. 2542, St. Geogr., 75, 497–504.
- Skublicka L., 2003b, The vertical temperature gradients in the autumn/winter season in Cracow, Poland, [w:] Z. Górka (red.), *Changes of geographical environment and those of the socio-economic phenomena*, Prace Geogr. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków., 112, 81–92.
- Sládek I., Mazúr P., Mertl J., 2001–2002, Klementinum vydává svědectví o změnách podnebí v Praze, *Geografické Rozhledy*, 11, 2, 52–53.
- Sobrino, J.A., Oltra-Carrio, R., Jimenez-Munoz, J.C., Julien, Y., Soria, G., Franch, B., Mattar, C., 2012. Emissivity mapping over urban areas using a classification-based approach: application to the Dual-use European Security IR Experiment (DESIREX). *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 18, 141–147
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M. i wsp., 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91, 2: 143-170, <https://doi.org/10.7163/GPol.0115>
- Spronken-Smith, R.A. and Oke, T.R. (1998) The Thermal Regime of Urban Parks in Two Cities with Different Summer Climates. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 2085-2104. <https://doi.org/10.1080/014311698214884>
- Stewart I.D., Oke T.R., 2012, Local climate zones for urban temperature studies. *Bull Am. Meteorol. Soc.* 93:1879–1900. doi:10.1175/BAMSD-11-00019.1
- Studium rozwoju systemu transportu miasta Krakowa w tym budowy metra. Uwarunkowania środowiskowe, 2015, Biuro Inżynierii Transportu, Poznań, ss. 48; dostępne na stronie: [file:///C:/Users/AB/Downloads/163572\\_0.pdf](file:///C:/Users/AB/Downloads/163572_0.pdf)
- Sundborg, A., 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus*, 2, 222–232.
- Szczepanowska H.B., 2015, Zieleń w mieście jako sposób na miejskie wyspy ciepła [w:] Kalinowska A. (red.), *Miasto idealne – miasto zrównoważone. Planowanie przestrzenne terenów zurbanizowanych i jego wpływ na ograniczenie skutków zmian klimatu*, Uniwersyteckie Centrum Badań nad Środowiskiem Przyrodniczym i Zrównoważonym Rozwojem, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, 81-95.
- Szumacher I., 2011, Funkcje terenów zieleni miejskiej a świadczenia ekosystemów, *Prace i studia geograficzne*, 46, 169-176.
- Szymanowski M., 2004, Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu, *Acta Univ. Wratisl.*, 2690, *Stud. Geogr.*, 77, Wyd. Uniw. Wrocł., Wrocław.
- Trepińska J., 1996, Naturalne fluktuacje termiczne a wpływ klimatu miejskiego na przykładzie krakowskiej serii pomiarów temperatury powietrza, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 26–27 (1994/1995), 107–112.
- Trepińska J., Skublicka L., 2001, Warunki synoptyczne występowania inwersji termicznych w Krakowie w sezonie jesienno-zimowym, *Przeegl. Geofiz.*, 46, 4, 351–361.
- Tyczyńska M., 1968, Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa, *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 17, Pr. Inst. Geogr. 39.
- Tyczyńska M., 1974, Rzeźba terytorium miasta Krakowa, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 8, 19–44. Voogt J.A., Oke T.R., 2003, Thermal remote sensing of urban climates, *Remote Sensing of Envir.*, 86, 370–384.
- Tyson P.D., du Toit W.J.F., Fuggle R.F., 1972, Temperature structure above cities: Review and preliminary findings from the Johannesburg Urban Heat Island Project, *Atm. Envir.*, 6, 533–542.
- U.S. Environmental Protection Agency, 2008, *Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies*. Draft. <https://www.epa.gov/heatislands/heat-island-compendium>

- Vieira J., Matos P., Mexia T., Silva P., Lopes N., Freitas C., Correia O., Santos-Reis M., Branquinho C., Pinho P., 2018, Green spaces are not all the same for the provision of air purification and climate regulation services: The case of urban parks, *Environmental Research*, 160, 306-313, DOI: 10.1016/j.envres.2017.10.006.
- Walawender J., Hajto M., 2009: Assessment of thermal conditions in urban areas with use of different satellite data and GIS, Proc. 2009 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 21-25 September 2009, Bath, United Kingdom.
- Walawender J.P., Szymanowski M., Hajto M.J., Bokwa A., 2013. Land Surface Temperature Patterns in the Urban Agglomeration of Krakow (Poland) Derived from Landsat-7/ETM+ Data. *Pure and Applied Geophysics* 171, 6: 913-940.
- Walczewski J., 1984, Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad Krakowem w oparciu o wyniki akustycznego sondażu atmosfery, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia*, 9.
- Walczewski J. (red.), 1994, Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad miastem (na przykładzie Krakowa), *Materiały badawcze, ser. Meteorologia*, 22, IMGW, Warszawa.
- Walczewski J., Feleksy-Bielak M., Dębicka K., Śliwińska U., 2000, Wskaźniki meteorologicznych warunków dyspersji zanieczyszczeń powietrza i ich zmienność w Krakowie w latach 1990–1999, *Wiad. IMGW*, 23, 3, 13–27.
- Wan, Z., Wang, P. and Li, X. (2004) Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index Products for Monitoring Drought in the Southern Great Plains, USA. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 61-72. <https://doi.org/10.1080/0143116031000115328>
- Wanner H., Hertig J.-A., 1984, Studies of Urban Climates and Air Pollution in Switzerland, *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, 23, 1614–1625.
- Weng Q., 2009, Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, 335–344.
- WMO, 1996, Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8, I, World Meteorological Organization, Genewa.
- Wojkowski J., 2008, Wpływ pokrycia i użytkowania terenu na kształtowanie się warunków termicznych w Krakowie, [w:] K. Kłysik, J. Wibig, K. Fortuniak (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Kat. Met. i Klimat. UŁ, Łódź, 113–122.
- Wrona K., 2022, Wpływ różnych rodzajów zieleni miejskiej na warunki termiczne i wilgotnościowe w Krakowie, praca magisterska, archiwum Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w Krakowie, Zakład Klimatologii.
- Wstępne opracowanie warunków anemologicznych Krakowa w kontekście modyfikacji naturalnego przewietrzania miasta przez zabudowę*, 2019, niepublikowane opracowanie wykonane na zlecenie Urzędu Miasta Krakowa przez konsorcjum naukowe: Uniwersytet Jagielloński, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie oraz Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Państwowy Instytut Badawczy, Kraków, ss. 55.
- Yang G., Yu Z., Jørgensen G., Vejre H., 2020, How can urban blue-green space be planned for climate adaption in high-latitude cities? A seasonal perspective, *Sustainable Cities and Society*, 53, 101932, DOI: 10.1016/j.scs.2019.101932.
- Zmiana Klimatu 2021. Podstawy fizyczne. Podsumowanie dla Decydentów, 2021, IPCC, Wkład I Grupy Roboczej do Szóstego Raportu Oceny Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu, [https://informacje.pan.pl/images/2021/Raport\\_IPCC\\_2021\\_11\\_04\\_T%C5%81UMACZ\\_ENIE\\_FINAL.pdf](https://informacje.pan.pl/images/2021/Raport_IPCC_2021_11_04_T%C5%81UMACZ_ENIE_FINAL.pdf)

## Załączniki

### Załącznik 1.

Originalny opis ogólny LCZ z pracy Stewarta i Oke'a (2012)

Built types	Definition	Land cover types	Definition
 <p>1. Compact high-rise</p>	Dense mix of tall buildings to tens of stories. Few or no trees. Land cover mostly paved. Concrete, steel, stone, and glass construction materials.	 <p>A. Dense trees</p>	Heavily wooded landscape of deciduous and/or evergreen trees. Land cover mostly pervious (low plants). Zone function is natural forest, tree cultivation, or urban park.
 <p>2. Compact midrise</p>	Dense mix of midrise buildings (3–9 stories). Few or no trees. Land cover mostly paved. Stone, brick, tile, and concrete construction materials.	 <p>B. Scattered trees</p>	Lightly wooded landscape of deciduous and/or evergreen trees. Land cover mostly pervious (low plants). Zone function is natural forest, tree cultivation, or urban park.
 <p>3. Compact low-rise</p>	Dense mix of low-rise buildings (1–3 stories). Few or no trees. Land cover mostly paved. Stone, brick, tile, and concrete construction materials.	 <p>C. Bush, scrub</p>	Open arrangement of bushes, shrubs, and short, woody trees. Land cover mostly pervious (bare soil or sand). Zone function is natural scrubland or agriculture.
 <p>4. Open high-rise</p>	Open arrangement of tall buildings to tens of stories. Abundance of pervious land cover (low plants, scattered trees). Concrete, steel, stone, and glass construction materials.	 <p>D. Low plants</p>	Featureless landscape of grass or herbaceous plants/crops. Few or no trees. Zone function is natural grassland, agriculture, or urban park.
 <p>5. Open midrise</p>	Open arrangement of midrise buildings (3–9 stories). Abundance of pervious land cover (low plants, scattered trees). Concrete, steel, stone, and glass construction materials.	 <p>E. Bare rock or paved</p>	Featureless landscape of rock or paved cover. Few or no trees or plants. Zone function is natural desert (rock) or urban transportation.
 <p>6. Open low-rise</p>	Open arrangement of low-rise buildings (1–3 stories). Abundance of pervious land cover (low plants, scattered trees). Wood, brick, stone, tile, and concrete construction materials.	 <p>F. Bare soil or sand</p>	Featureless landscape of soil or sand cover. Few or no trees or plants. Zone function is natural desert or agriculture.
 <p>7. Lightweight low-rise</p>	Dense mix of single-story buildings. Few or no trees. Land cover mostly hard-packed. Lightweight construction materials (e.g., wood, thatch, corrugated metal).	 <p>G. Water</p>	Large, open water bodies such as seas and lakes, or small bodies such as rivers, reservoirs, and lagoons.
 <p>8. Large low-rise</p>	Open arrangement of large low-rise buildings (1–3 stories). Few or no trees. Land cover mostly paved. Steel, concrete, metal, and stone construction materials.	<b>VARIABLE LAND COVER PROPERTIES</b>	
 <p>9. Sparsely built</p>	Sparse arrangement of small or medium-sized buildings in a natural setting. Abundance of pervious land cover (low plants, scattered trees).	Variable or ephemeral land cover properties that change significantly with synoptic weather patterns, agricultural practices, and/or seasonal cycles.	
 <p>10. Heavy industry</p>	Low-rise and midrise industrial structures (towers, tanks, stacks). Few or no trees. Land cover mostly paved or hard-packed. Metal, steel, and concrete construction materials.	<p>b. bare trees</p> <p>s. snow cover</p> <p>d. dry ground</p> <p>w. wet ground</p>	<p>Leafless deciduous trees (e.g., winter). Increased sky view factor. Reduced albedo.</p> <p>Snow cover &gt;10 cm in depth. Low admittance. High albedo.</p> <p>Parched soil. Low admittance. Large Bowen ratio. Increased albedo.</p> <p>Waterlogged soil. High admittance. Small Bowen ratio. Reduced albedo.</p>

## Załącznik 2.

Oryginalny opis współczynników charakteryzujących poszczególne LCZ z pracy Stewarta i Oke'a (2012)

Local climate zone (LCZ)	Sky view factor <sup>a</sup>	Aspect ratio <sup>b</sup>	Building surface fraction <sup>c</sup>	Impervious surface fraction <sup>d</sup>	Pervious surface fraction <sup>e</sup>	Height of roughness elements <sup>f</sup>	Terrain roughness class <sup>g</sup>
LCZ 1 <i>Compact high-rise</i>	0.2–0.4	> 2	40–60	40–60	< 10	> 25	8
LCZ 2 <i>Compact midrise</i>	0.3–0.6	0.75–2	40–70	30–50	< 20	10–25	6–7
LCZ 3 <i>Compact low-rise</i>	0.2–0.6	0.75–1.5	40–70	20–50	< 30	3–10	6
LCZ 4 <i>Open high-rise</i>	0.5–0.7	0.75–1.25	20–40	30–40	30–40	>25	7–8
LCZ 5 <i>Open midrise</i>	0.5–0.8	0.3–0.75	20–40	30–50	20–40	10–25	5–6
LCZ 6 <i>Open low-rise</i>	0.6–0.9	0.3–0.75	20–40	20–50	30–60	3–10	5–6
LCZ 7 <i>Lightweight low-rise</i>	0.2–0.5	1–2	60–90	< 20	<30	2–4	4–5
LCZ 8 <i>Large low-rise</i>	>0.7	0.1–0.3	30–50	40–50	<20	3–10	5
LCZ 9 <i>Sparsely built</i>	> 0.8	0.1–0.25	10–20	< 20	60–80	3–10	5–6
LCZ 10 <i>Heavy industry</i>	0.6–0.9	0.2–0.5	20–30	20–40	40–50	5–15	5–6
LCZ A <i>Dense trees</i>	<0.4	>1	<10	<10	>90	3–30	8
LCZ B <i>Scattered trees</i>	0.5–0.8	0.25–0.75	<10	<10	>90	3–15	5–6
LCZ C <i>Bush, scrub</i>	0.7–0.9	0.25–1.0	<10	<10	>90	<2	4–5
LCZ D <i>Low plants</i>	>0.9	<0.1	<10	<10	>90	<1	3–4
LCZ E <i>Bare rock or paved</i>	>0.9	<0.1	<10	>90	<10	<0.25	1–2
LCZ F <i>Bare soil or sand</i>	>0.9	<0.1	<10	<10	>90	< 0.25	1–2
LCZ G <i>Water</i>	>0.9	<0.1	<10	<10	>90	–	1

<sup>a</sup> Ratio of the amount of sky hemisphere visible from ground level to that of an unobstructed hemisphere

<sup>b</sup> Mean height-to-width ratio of street canyons (LCZs 1–7), building spacing (LCZs 8–10), and tree spacing (LCZs A–G)

<sup>c</sup> Ratio of building plan area to total plan area (%)

<sup>d</sup> Ratio of impervious plan area (paved, rock) to total plan area (%)

<sup>e</sup> Ratio of pervious plan area (bare soil, vegetation, water) to total plan area (%)

<sup>f</sup> Geometric average of building heights (LCZs 1–10) and tree/plant heights (LCZs A–F) (m)

<sup>g</sup> Davenport et al.'s (2000) classification of effective terrain roughness ( $z_0$ ) for city and country landscapes. See Table 5 for class descriptions

### Załącznik 3.

Oryginalny opis wartości admitancji, albedo i emisji ciepła antropogenicznego dla poszczególnych LCZ z pracy Stewarta i Oke'a (2012)

Local climate zone (LCZ)	Surface admittance <sup>a</sup>	Surface albedo <sup>b</sup>	Anthropogenic heat output <sup>c</sup>
LCZ 1 <i>Compact high-rise</i>	1,500–1,800	0.10–0.20	50–300
LCZ 2 <i>Compact midrise</i>	1,500–2,200	0.10–0.20	<75
LCZ 3 <i>Compact low-rise</i>	1,200–1,800	0.10–0.20	<75
LCZ 4 <i>Open high-rise</i>	1,400–1,800	0.12–0.25	<50
LCZ 5 <i>Open midrise</i>	1,400–2,000	0.12–0.25	<25
LCZ 6 <i>Open low-rise</i>	1,200–1,800	0.12–0.25	<25
LCZ 7 <i>Lightweight low-rise</i>	800–1,500	0.15–0.35	<35
LCZ 8 <i>Large low-rise</i>	1,200–1,800	0.15–0.25	<50
LCZ 9 <i>Sparse built</i>	1,000–1,800	0.12–0.25	<10
LCZ 10 <i>Heavy industry</i>	1,000–2,500	0.12–0.20	>300
LCZ A <i>Dense trees</i>	unknown	0.10–0.20	0
LCZ B <i>Scattered trees</i>	1,000–1,800	0.15–0.25	0
LCZ C <i>Bush, scrub</i>	700–1,500	0.15–0.30	0
LCZ D <i>Low plants</i>	1,200–1,600	0.15–0.25	0
LCZ E <i>Bare rock or paved</i>	1,200–2,500	0.15–0.30	0
LCZ F <i>Bare soil or sand</i>	600–1,400	0.20–0.35	0
LCZ G <i>Water</i>	1,500	0.02–0.10	0

<sup>a</sup> Ability of surface to accept or release heat ( $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$ ). Varies with soil wetness and material density. Few estimates of local-scale admittance exist in the literature; values given here are therefore subjective and should be used cautiously. Note that the "surface" in LCZ A is undefined and its admittance unknown.

<sup>b</sup> Ratio of the amount of solar radiation reflected by a surface to the amount received by it. Varies with surface color, wetness, and roughness.

<sup>c</sup> Mean annual heat flux density ( $\text{W m}^{-2}$ ) from fuel combustion and human activity (transportation, space cooling/heating, industrial processing, human metabolism). Varies significantly with latitude, season, and population density.

Załącznik 4.

Klasy szorstkości aerodynamicznej terenu dla poszczególnych LCZ, wg Davenport i in. (2000)

<b>Klasa szorstkości</b>	<b>Parametr <math>z_0</math></b>	<b>Opis terenu</b>	<b>Przypisanie do LCZ</b>
1. morze	0,0002	Otwarty teren wodny, równina pokryta śniegiem, płaska pustynia, asfalt, beton zajmujący teren w promieniu kilku km od danego punktu	E, F, G
2. teren płaski	0,0005	Płaski obszar bez przeszkód terenowych, bez roślin lub z ich niewielką ilością, np. obszary bagienne lub pokryte śniegiem	E, F
3. teren otwarty	0,03	Płaski obszar pozamiejski z niską roślinnością i pojedynczymi przeszkodami terenowymi oddalonymi od siebie na odległość równą 50-krotności ich wysokości, np. tundra lub pas startowy na lotnisku	D
4. teren częściowo otwarty	0,10	Obszar z niską roślinnością, w tym uprawną, częściowo otwarty teren pozamiejski z pojedynczymi przeszkodami terenowymi (pojedyncze drzewa, niskie budynki) oddalone od siebie na odległość równą 20-krotności ich wysokości	7, C, D
5. teren nierówny	0,25	Obszar z wysokimi roślinami uprawnymi, albo uprawami o różnej wysokości, rozproszone przeszkody terenowe oddalone od siebie na odległość równą od 8- do 15-krotności ich wysokości, np. budynki, pasy drzew	5-10, B, C
6. teren bardzo zróżnicowany	0,5	Obszar intensywnie uprawiany rolniczo z dużymi farmami i kępami drzew oddalone od siebie na odległość równą od 8-krotności ich wysokości, np. sady, obszary z krzewami. Obszary miejskie z niskimi budynkami oddalonymi od siebie na odległość równą od 3- do 7-krotności ich wysokości, pozbawione drzew	2, 3, 5, 6, 9, 10, B
7. teren z jednolitymi obiektami	1	Obszar z dużymi przeszkodami terenowymi o zbliżonej wysokości, oddalonymi od siebie na odległość równą jednokrotności ich wysokości, np. stary las. Obszary miejskie gęsto zabudowane, gdzie większość budynków ma jednakową wysokość.	2, 4

8. teren chaotycznie zagospodarowany	$\geq 2$	Obszar z nierównomiernie rozmieszczonymi dużymi przeszkodami terenowymi, np. obszar miejski gęsto zabudowany, gdzie budynki mają różną wysokość albo duży las z wieloma połanami	1, 4, A
--------------------------------------	----------	--	---------

Objaśnienia: parametr  $z_0$  – współczynnik aerodynamicznej szorstkości terenu, wyrażany w metrach; hipotetyczna wysokość nad powierzchnią terenu (wraz z pokryciem terenu), na której średnia prędkość wiatru wyniesie 0 m/s; miara zdolności danego obszaru do obniżania prędkości wiatru w dolnej części jego profilu pionowego. Opracowano na podstawie: Stewart, Oke (2012)

Oryginalna tabela z publikacji Stewart, Oke (2012)

**TABLE 5. Davenport classification of effective terrain roughness. Correspondence with LCZs is given for each Davenport class.**

Davenport class	Roughness length, $z_0$ (m)	Landscape description	LCZ correspondence
1. Sea	0.0002	Open water, snow-covered flat plain, featureless desert, tarmac, and concrete, with a free fetch of several kilometers.	E, F, G
2. Smooth	0.0005	Featureless landscape with no obstacles and little if any vegetation (e.g., marsh, snow-covered or fallow open country).	E, F
3. Open	0.03	Level country with low vegetation and isolated obstacles separated by 50 obstacle heights (e.g., grass, tundra, airport runway).	D
4. Roughly open	0.10	Low crops or plant covers; moderately open country with occasional obstacles (e.g., isolated trees, low buildings) separated by 20 obstacle heights.	7, C, D
5. Rough	0.25	High crops, or crops of varying height; scattered obstacles separated by 8 to 15 obstacle heights, depending on porosity (e.g., buildings, tree belts).	5–10, B, C
6. Very rough	0.5	Intensely cultivated landscape with large farms and forest clumps separated by 8 obstacle heights; bushland, orchards. Urban areas with low buildings interspaced by 3 to 7 building heights; no high trees.	2, 3, 5, 6, 9, 10, B
7. Skimming	1.0	Landscape covered with large, similar-height obstacles, separated by 1 obstacle height (e.g., mature forests). Dense urban areas without significant building-height variation.	2, 4
8. Chaotic	$\geq 2$	Landscape with irregularly distributed large obstacles (e.g., dense urban areas with mix of low and high-rise buildings, large forest with many clearings).	1, 4, A

Source: Davenport et al. (2000)



## Spis rycin i tabel

Ryciny	Str.
Ryc. 1. Schemat uśrednionej struktury termicznej MWC warstwy granicznej atmosfery w czasie pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem: a) w ciągu dnia, b) w czasie nocy, c) profile pionowe temperatury w nocy nad terenem miasta (urban center) i pozamiejskim (rural), d) różnica temperatury (czerwona linia) między obszarem miejskim i pozamiejskim w profilu pionowym w nocy wyznaczająca intensywność i zasięg pionowy MWC. Osie pionowe – wysokość nad poziomem gruntu w km; wind – wiatr, plume – tzw. smuga miejska	6
Ryc. 2. Struktura miejskiej warstwy granicznej: a) mezoskala, b) skala lokalna, c) mikroskala. Oznaczenia skrótów: PBL – planetarna warstwa graniczna, UBL – miejska warstwa graniczna, SL – warstwa powierzchniowa, RL – warstwa tarcia, UCL – warstwa dachowa, SVF – współczynnik widoku nieba (na podstawie: Oke 2000).	7
Ryc. 3. Schematy przebiegu: a. temperatury powietrza w obszarach miejskich (urban) i pozamiejskich (rural), b. tempa wzrostu lub spadku temperatury powietrza w obszarach miejskich (urban) i pozamiejskich (rural), c. intensywności MWC, od południa (middle of day) do północy (middle of night); SS – zachód Słońca, SR – wschód Słońca. Jednostki zaznaczone na osi pionowej to ok. 2 K dla temperatury powietrza i intensywności MWC oraz 2 K/h dla tempa wzrostu lub spadku temperatury (wg Oke 1982, zmienione).	12
Ryc. 4. Schemat miejskiej wyspy ciepła. Czerwona linia pokazuje przykładowy rozkład przestrzenny temperatury powietrza w przekroju przez miasto otoczone terenami pozamiejskimi.	13
Ryc. 5. Układ głównych jednostek morfostrukturalnych Krakowa (wg Tyczyńskiej) na tle rzeźby terenu	18
Ryc. 6. Róża wiatrów dla stacji UJ w Ogrodzie Botanicznym dla półrocza ciepłego (po lewej) i chłodnego (po prawej) w latach 1999-2018	20
Ryc. 7. Róża wiatrów dla stacji w Balicach dla półrocza ciepłego (po lewej) i chłodnego (po prawej) w latach 1999-2018	20
Ryc. 8. Podstawowe cechy zabudowy i użytkowania terenu w poszczególnych strefach klimatu lokalnego (Local Climate Zones). Zmienne, tymczasowe cechy podłoża, które zmieniają się znacząco w zależności od warunków pogodowych, zabiegów agrotechnicznych i pór roku to (podane oznaczenia literowe można łączyć z opisanymi w tabeli typami LCZ dla lepszej ich charakterystyki): b – brak ulistnienia na terenach porośniętych lasami liściastymi zimą, co obniża albedo terenu i zwiększa współczynnik odświeżenia nieba; s – występowanie pokrywy śnieżnej o grubości powyżej 10 cm co zwiększa albedo i obniża admitancję; d – przesuszona gleba: niska admitancja (patrz objaśnienia pod tab. 2), wysoki stosunek Bowena (stosunek wielkości strumienia ciepła odczuwalnego do ciepła utajonego), zwiększone albedo (patrz objaśnienia pod tab. 2); w – gleba wysycona wodą, wysoka admitancja, niski stosunek Bowena, obniżone albedo. Opracowane na podstawie Stewart, Oke (2012).	26
Ryc. 9. Klasy stref klimatu lokalnego (Local Climate Zones) na obszarze Krakowa	30
Ryc. 10. Podział obszaru Krakowa ze względu na wysokość bezwzględną	42
Ryc. 11. Rozmieszczenie punktów pomiarowych, z których dane wykorzystano w opracowaniu, na tle rzeźby terenu. Numery punktów jak w tab. 4.	43

Ryc. 12. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Igołomią i Balicami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015	49
Ryc. 13. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Igołomią i Jeziorzanami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015	49
Ryc. 14. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Balicami i Jeziorzanami z pomiarów codziennych w okresie 04.2009-06.2015	51
Ryc. 15. Częstość (%) różnic temperatury powietrza między Balicami i Jeziorzanami w głównych terminach pomiarowych (czas UTC) w okresie 04.2009-06.2015	51
Ryc. 16. Częstość (%) różnic temperatury powietrza dla pomiarów co 5 minut między wartościami najwyższymi i najniższymi zmierzonymi w pozamiejskich punktach pomiarowych IGiGP UJ w latach 2017-2021	52
Ryc. 17. Udział (%) okresów z temperaturą powietrza $\geq 30^{\circ}\text{C}$ w czasie roku w poszczególnych punktach pomiarowych na podstawie pomiarów w latach 2017-2021.	54
Ryc. 18. Średni dobowy przebieg intensywności MWC we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w porach roku.	59
Ryc. 19. Częstość (%) intensywności MWC w poszczególnych przedziałach wartości we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w porach roku.	62
Ryc. 20. Średni dobowy przebieg intensywności MWC we wszystkich punktach pomiarowych w Krakowie w dniach z pogodą radiacyjno-insolacyjną w porach roku	64
Ryc. 21. Średnia roczna intensywność MWC w poszczególnych punktach pomiarowych w Krakowie.	65
Ryc. 22. Średnia sezonowa intensywność MWC w poszczególnych punktach pomiarowych w Krakowie	66
Ryc. 23. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie wiosną w wybranych terminach doby (czas UTC).	75
Ryc. 24. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie latem w wybranych terminach doby (czas UTC).	79
Ryc. 25. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie jesienią w wybranych terminach doby (czas UTC).	83
Ryc. 26. Zróżnicowanie przestrzenne średniej sezonowej intensywności MWC w Krakowie zimą w wybranych terminach doby (czas UTC).	87
Ryc. 27. Liczba dni z temperaturą maksymalną $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$ i liczba dni z temperaturą minimalną $\geq 20,0^{\circ}\text{C}$ w poszczególnych punktach pomiarowych na terenie Krakowa i okolic w okresie 1-20.08.2015 r.	89
Ryc. 28. Przebieg temperatury powietrza w punktach miejskich i pozamiejskich na terenie Krakowa i okolic w dniach 8-10.08.2015 r.	90
Ryc. 29. Przebieg intensywności MWC w punktach pomiarowych na terenie Krakowa w dniach 8-10.08.2015 r.	90
Ryc. 30. Sumy promieniowania słonecznego (w wato-godzinach na m <sup>2</sup> ) otrzymane przez powierzchnie ulic na os. Oficerskim w Krakowie w okresie 21.05-21.07.2022 r. (a) oraz rozmieszczenie drzew i budynków o różnej wysokości na tym terenie (b).	105

<b>Tabele</b>	str.
Tab. 1. Zakresy wartości SVF, współczynnika proporcji, odsetka terenów zabudowanych, nieprzepuszczalnych i przepuszczalnych dla wody, wysokości elementów szorstkości aerodynamicznej i klasy szorstkości aerodynamicznej terenu dla poszczególnych klas LCZ.	27
Tab. 2. Zakres wartości admitancji, albedo i emisji ciepła antropogenicznego dla poszczególnych LCZ.	28
Tab. 3. Punkty pomiarowe temperatury powietrza na terenie Krakowa i okolic administrowane przez IGiGP UJ	39
Tab. 4. Wybrane cechy punktów pomiarowych temperatury powietrza na terenie Krakowa i okolic administrowane przez IGiGP UJ	45
Tab. 5. Przyporządkowanie punktów pomiarowych do LCZ w wyróżnionych strefach klimatu miasta na terenie Krakowa	70