

WPLYW WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH NA JAKOŚĆ POWIETRZA W KRAKOWIE

**Badania porównawcze
i próba podejścia modelowego**

Jolanta GODŁOWSKA



Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej

Państwowy Instytut Badawczy

Warszawa 2019

**SERIA PUBLIKACJI NAUKOWO-BADAWCZYCH
IMGW-PIB**

Autor:

Jolanta Godłowska
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Podleśna 61
01-673 Warszawa

Recenzent:

prof. dr hab. inż. Katarzyna Juda-Rezler

Opracowanie redakcyjne:

Rafał Stepnowski

Opracowanie graficzne i techniczne:

Rafał Stepnowski

Komitet Redakcyjny Wydawnictw IMGW-PIB

prof. dr hab. Zbigniew Ustrnul – przewodniczący;
dr hab. inż. Piotr Kowalczak; prof. dr hab. inż. Maciej Maciejewski;
dr Leszek Ośródka; dr hab. inż. Bogdan Ozga-Zieliński, prof. nadzw.;
prof. dr hab. inż. Kazimierz Różdżyński; mgr inż. Edmund Sieński;
mgr Rafał Stepnowski; dr hab. inż. Tamara Tokarczyk, prof. nadzw.;
dr hab. inż. Tomasz Walczykiewicz, prof. nadzw.;
dr hab. inż. Tamara Zalewska, prof. nadzw.; dr Michał Ziemiański

ISBN: 978-83-64979-29-3

Adres redakcji:

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61, tel. 22 56 94 510, e-mail: rafal.stepnowski@imgw.pl

Prezentowana Państwu monografia powstała dzięki wykorzystaniu wieloletnich efektów pracy Zakładu Teledetekcji Atmosfery – od 2006 roku przemianowanego na Zakład Modelowania Zanieczyszczeń Powietrza IMGW. Dlatego dedykuję ją:

Ś.P. prof. dr hab. inż. Jackowi Walczewskiemu, wieloletniemu kierownikowi Zakładu Teledetekcji Atmosfery, inicjatorowi powstania polskich sodarów oraz pionierowi badań warstwy granicznej atmosfery w Krakowie

oraz

dr Leszkowi Ośródcie, kierownikowi Zakładu Modelowania Zanieczyszczeń Powietrza, który umożliwił kontynuację prac badawczych zapoczątkowanych w ZTA;

a także wszystkim moim *Koleżankom i Kolegom z ZTA i ZMZP*, a w szczególności:

Monice Tomaszewskiej – mojej przewodniczce i mistrzyni, w podziękowaniu za wiele lat wspólnej pracy;

Wieškowi Kaszowskiemu – konstruktorowi lidarów oraz twórcy informatycznej części systemów FAPPS i HMS;

Maćkowi Zarębskiemu – konstruktorowi sodaru;

Basi Złotnik i Ś.P. Urszuli Śliwińskiej za wkład w metodykę kodowania danych sodarowych i dbałość o jakość danych Centralnej Stacji Obserwacyjnej w Krakowie – Czyżynach;

Marysi i Andrzejowi Bielakom, Wojtkowi Rozwodzie i Monice Hajto za wsparcie i liczne dyskusje.

Jolanta Godłowska

PRZEŁOM PORANNY

*Przełom poranny
to jest taka chwila
Kiedy przed światłem
Ciemność ustępuje
Kiedy się Słońce powoli wychyla
Zza widnokręgu, nad niebem panuje
A ciemność rzędzie, pozwalając formom
Świata zaistnieć
I spełnić się normom,
Które bez światła są szansą jedynie
Na kształt wszechświata.
I tak w tej godzinie
Światło napętnia energią krąg Ziemi,
Z niego powietrze czerpie swoje życie
Unosząc w górę ruchami swojemi
Te strugi, wiry, kształtowane skrycie
W laboratorium ziemskiej atmosfery
Rodzącej z swego łona wiatry cztery.*

Jacek Walczewski

24.02.2003

Spis treści

Wprowadzenie	9
Słownik podstawowych pojęć	11
Bazy danych morfometrycznych projektu MONIT-AIR	14
Spis oznaczeń	15
1. Warunki topograficzne	17
2. Warunki anemologiczne	21
2.1. Uwarunkowania procesu przewietrzania miasta	21
2.2. Wpływ tkanki miejskiej na prędkość wiatru	23
2.3. Wyznaczenie parametrów morfometrycznych istotnych w modelowaniu profilu wiatru	27
2.4. Warunki anemologiczne Krakowa w świetle dotychczasowych badań	31
2.5. Pomiary wiatru w Krakowie w obrębie tkanki miejskiej	43
2.6. Związek wiatru dolnego w Krakowie z cyrkulacją atmosfery	49
2.7. Związek prędkości wiatru i cyrkulacji atmosfery z występowaniem podwyższonych stężeń zanieczyszczeń	50
3. Stratyfikacja termiczna	59
3.1. Badania stratyfikacji termicznej warstwy granicznej atmosfery w Krakowie	61
3.2. Dobowa i roczna zmienność stratyfikacji termicznej warstwy granicznej Krakowa ..	64
3.3. Związek stanu równowagi atmosfery i głębokości mieszania z jakością powietrza w Krakowie	66
3.4. Związek stratyfikacji termicznej warstwy granicznej z cyrkulacją atmosfery	71
4. Modelowanie pola wiatru dla Krakowa	75
4.1. Koncepcja hybrydowego systemu modelowania (HMS)	75
4.2. Wpływ obecności tkanki miejskiej w Krakowie na prędkość wiatru dolnego	78
4.3. Mapy uśrednionej prędkości wiatru dla różnych typów cyrkulacji atmosfery	82
4.4. Mapy wskaźnika wentylacji i ich związek z jakością powietrza w Krakowie	86
Podsumowanie	91
Bibliografia	95

WPROWADZENIE

Zanieczyszczenie powietrza staje się coraz bardziej istotnym problemem dla znaczącej części populacji, głównie mieszkańców aglomeracji miejskich. Wzrost rozmiarów miast i liczby osób, dla których są one miejscem zamieszkania lub pracy, skutkuje zarówno zwiększeniem emisji, jak i ograniczeniem możliwości wydajnego usuwania zanieczyszczeń, powodując okresową ich kumulację. Coraz gęstsza i wyższa zabudowa utrudnia dyspersję poziomą emitowanych substancji poprzez znaczne osłabienie prędkości wiatru w warstwie przy powierzchniowej. Budowane obiekty stanowią nie tylko przeszkodę w usuwaniu zanieczyszczeń poza obszar ich emisji, ale także dodatkowe źródło emisji komunalnej – głównie z systemów grzewczych. Nie bez znaczenia jest też nieustanny wzrost emisji ze źródeł komunikacyjnych powodowany zwiększaniem się liczby pojazdów. Brak płynności ruchu drogowego w miastach, wynikający z niepoprawnie skonfigurowanej sygnalizacji świetlnej oraz zbyt małej przepustowości systemu komunikacyjnego, potęguje ten problem. Ponadto, poruszające się pojazdy wpływają na ponowne wprowadzenie do powietrza zanieczyszczeń wcześniej już zdeponowanych na powierzchni ziemi (tzw. resuspensja pyłu).

Istnieją coraz liczniejsze dowody na to, że zanieczyszczenie powietrza ma duży wpływ na długość i jakość życia. W czasie występowania epizodów smogowych obserwuje się większą niż zazwyczaj liczbę hospitalizacji i zgonów [Dockery i in. 1993; Bell, Davis 2001; WHO 2004]. Szczególnie narażone na skutki złej jakości powietrza są dzieci. Potwierdzono wpływ wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych na dzieci w okresie prenatalnym i ich późniejsze niższe IQ [Perera i in. 2009] oraz na wystąpienie u nich częstszych objawów chorób oddechowych w pierwszych latach życia [Jędrzychowski i in. 2005]. Wzrost zachorowalności na choroby układu oddechowego i astmę odnotowuje się także wśród dzieci narażonych na oddziaływanie pyłu zawieszonego, zwłaszcza drobnego [Rosenlund i in. 2009; Jędrzychowski i in. 2010; Pénard-Morand i in. 2010; Weinmayr i in. 2010]. Inną grupą podwyższonego ryzyka są osoby starsze, gdyż długotrwałe oddziaływanie wysokich stężeń zanieczyszczeń powietrza wpływa na wzrost ryzyka śmierci z powodu raka płuc i schorzeń układu oddechowo-kръżeniowego [Dockery i in. 1993; Neupane i in. 2010; WHO 2013].

Pomimo wzrostu świadomości społecznej i licznych działań mających na celu redukcję emisji, w Krakowie wielokrotnie w ciągu roku znacznie przekraczane są normatywne stężenia pyłu zawieszonego PM_{10} i normy określone dla innych zanieczyszczeń powietrza, głównie pyłu zawieszonego $PM_{2,5}$, tlenku węgla, benzenu, benzopirenu czy w lecie – ozonu. Taka sytuacja jest wynikiem nie tylko znacznej emisji zanieczyszczeń w tak dużej aglomeracji – istotnym czynnikiem jest położenie miasta w częściowo przesłoniętej od zachodu rynnie doliny Wisły, co ma decydujący wpływ na znaczne osłabienie wiatru w warstwie przy powierzchniowej i wzrost prawdopodobieństwa występowania warunków utrudniających mieszanie pionowe zanieczyszczeń.

Badanie związku warunków anemologicznych z jakością powietrza w Krakowie stało się możliwe dzięki utworzeniu na początku lat 90. dwudziestego stulecia sieci stacji, na których prowadzono ciągle, automatyczne pomiary stężeń zanieczyszczeń: SO₂, PM₁₀, NO, NO₂, CO i ozonu, w kilku lokalizacjach obejmujących swoim zasięgiem całe miasto. Pomiary stężeń wykonuje się na wysokości ok. 4 m, blisko miejsca ich bezpośredniego oddziaływania na organizm ludzki. Rejestrowana w ten sposób imisja jest wynikiem zarówno lokalizacji oraz wydajności źródeł emisji, jak i przemian chemicznych oraz warunków dyspersji (poziomej i pionowej) zanieczyszczeń emitowanych do atmosfery.

Chociaż kluczowa rola niskich prędkości wiatru w powstawaniu epizodów smogowych jest faktem powszechnie znanym [przykładowo Godłowska, Tomaszewska 1999, 2000; Godłowska 2004], to wiedza na temat zróżnicowania prędkości wiatru na obszarze Krakowa i wpływu zabudowy miejskiej na nią jest niewielka. Niedoceniana i słabo znana jest także rola struktury termicznej warstwy granicznej atmosfery. W niniejszej pracy podjęto próbę wypełnienia tej luki, prezentując stan prowadzonych dotychczas badań w warstwie granicznej atmosfery, w szczególności sposób skupiając się na warunkach anemologicznych oraz stratyfikacji termicznej i na ich związku z powstawaniem epizodów smogowych w Krakowie. Autorka liczy na to, że wiedza ta przyczyni się do skutecznej walki o poprawę jakości powietrza w mieście, w którym warunki topograficzne czynią to zadanie niezwykle trudnym.

SŁOWNIK PODSTAWOWYCH POJĘĆ

Inwersja temperatury (ang. *air temperature inversion*)

Zjawisko wzrostu temperatury potencjalnej powietrza wraz z wysokością. Najczęściej przyczyną powstania inwersji temperatury jest wydajne wypromieniowanie energii z powierzchni ziemi w bezwietrzne i bezchmurne noce (inwersja z wypromieniowania). Mogą ją także powodować wielkoskalowe ruchy osiadające (inwersja z osiadania) lub adwekcja cieplej masy powietrza nad wyiębiony grunt. W kotlinach górskich inwersję temperatury wzmacnia dodatkowo spływ zimnego powietrza w dół wzdłuż zboczy kotlin. W powietrzu w obrębie inwersji temperatury mamy do czynienia ze stałą równowagą atmosfery.

Konwekcja (ang. *convection*)

Turbulencyjny mechanizm transportu energii w powietrzu lub wodzie, często o charakterze wirowym, służący niwelowaniu różnic energetycznych. Świadczy o występowaniu chwiejnej równowagi atmosfery. Najczęściej przyczyną powstania konwekcji jest silne nagrzanie powierzchni ziemi przez promieniowanie słoneczne, stąd najsilniejsze konwekcje obserwowane są latem w godzinach okołopołudniowych. Ich powstaniu sprzyjają sytuacje bezadwekcyjne i bezchmurne niebo. Konwekcje mogą pojawić się także w przypadku adwekcji chłodnego powietrza nad cieplejszy grunt – wówczas mogą wystąpić zarówno w dzień, jak i w nocy.

Warstwa inwersyjna dolna (przygruntowa), inwersja dolna (przygruntowa) (ang. *ground-based inversion layer*)

Część warstwy granicznej atmosfery z inwersją temperatury rozciągającą się od powierzchni ziemi w górę. Jej górna granica stanowi barierę dla rozprzestrzeniania pionowego zanieczyszczeń. Zanieczyszczenia wyemitowane powyżej tej warstwy są odcinane od powierzchni, a wyemitowane w jej obrębie nie ekspandują w górę poza jej zasięg. Mieszanie powietrza w warstwie inwersyjnej jest tłumione, co może prowadzić do dużych gradientów stężeń zanieczyszczeń w jej obrębie i lokalnie, w bliskości źródeł emisji wywoływać problemy z dotrzymaniem norm jakości powietrza.

Warstwa inwersyjna wzniesiona, inwersja wzniesiona (ang. *elevated inversion*)

Część warstwy granicznej atmosfery z inwersją temperatury niesięgającą powierzchni ziemi. Inwersja wzniesiona może powstać z inwersji dolnej wskutek rozwoju konwekcji w czasie przejścia porannego. Związana bywa również z procesami adwekcyjnymi i ruchami osiadającymi w układach wyżowych. Inwersje wzniesione są barierami dla rozprzestrzeniania pionowego zanieczyszczeń.

Warstwa mieszania (ang. *Mixing Layer ML*)

Najniższa część warstwy granicznej atmosfery, w której procesy mieszania konwekcyjnego lub mechanicznego prowadzą w stosunkowo krótkim czasie (rzędu jednej godziny) do homogenizacji zanieczyszczeń powietrza w jej obrębie.

Warstwa graniczna atmosfery (ang. *Atmospheric Boundary Layer ABL*)

Warstwa atmosfery rozciągająca się od powierzchni ziemi do wysokości, na której w obrazie dobowej zmienności temperatury zaznacza się jeszcze wpływ powierzchni ziemi.

Miejska warstwa graniczna (ang. *Urban Boundary Layer UBL*)

Warstwa graniczna atmosfery nad obszarami zurbanizowanymi, odznaczająca się wieloma specyficznymi cechami charakteryzującymi obszary zabudowane, takimi jak: produkcja ciepła antropogenicznego (ang. *Antropogenic Heat Flux*), magazynowanie ciepła w ścianach budynków (ang. *Storage*), duży udział powierzchni nieprzepuszczalnych, liczne, gęsto upakowane elementy szorstkości.

Warstwa tarciowa (ang. *Roughness Sub-Layer RSL*)

Warstwa rozciągająca się od powierzchni ziemi w górę, aż do granicy obszaru słabej turbulencji. Szacuje się, że sięga od półtorej do dwukrotnie wyżej niż miejska warstwa dachowa.

Miejska warstwa dachowa (ang. *Urban Canopy Layer UCL*)

Część miejskiej warstwy granicznej, rozciągająca się od powierzchni ziemi do przeciętnej wysokości dachów.

Stała równowaga atmosfery

Występuje, gdy pionowy gradient temperatury jest mniejszy od wilgotnoadiabaticznego – w takim przypadku wymuszony ruch pionowy porcji powietrza będzie tłumiony. Przy przesunięciu porcji powietrza do góry będzie ona chłodniejsza, czyli cięższa od otaczającego powietrza i będzie miała tendencję do opadania w dół, zaś przy jej przesunięciu w dół będzie cieplejsza i lżejsza od otoczenia z tendencją do ruchu w górę (w ten sposób wymuszony jest jej powrót do położenia równowagi). Dyspersja pionowa zanieczyszczeń wyemitowanych w równowadze stałej jest znikoma.

Chwiejna równowaga atmosfery

Występuje, gdy pionowy gradient temperatury jest większy od suchoadiabaticznego – w takim przypadku wymuszony ruch pionowy porcji powietrza będzie wzmagany termodynamicznie. Przy przesunięciu porcji powietrza do góry będzie ona cieplejsza, czyli lżejsza od otaczającego powietrza i będzie miała tendencję do dalszego ruchu w górę, zaś przy jej przesunięciu w dół będzie chłodniejsza i cięższa od otoczenia z tendencją do ruchu w dół. Dyspersja pionowa zanieczyszczeń wyemitowanych w równowadze chwiejnej jest znaczna i może doprowadzić do szybkiego konwekcyjnego rozproszczenia wyemitowanych zanieczyszczeń w obrębie warstwy mieszania.

Obojętna równowaga atmosfery

Może mieć podłoże termiczne lub dynamiczne. Termiczna równowaga obojętna występuje najczęściej w czasie przejścia porannego, kiedy stała równowaga atmosfery przekształca się w chwiejną lub przejścia wieczornego, kiedy zachodzi proces odwrotny. Charakterystyczne dla atmosfery procesy wymiany energii prowadzą wtedy do sytuacji, w której pionowy gradient temperatury jest bliski adiabaticznemu. Adiabaticzny gradient temperatury powietrza może być także wynikiem mieszania pionowego wywołwanego dynamicznie przez silny wiatr (>4 m/s na wysokości 10 m) w obecności elementów szorstkości. Mamy wtedy do czynienia z równowagą obojętną wiatrową.

BAZY DANYCH MORFOMETRYCZNYCH PROJEKTU MONIT-AIR

BDM

Baza wskaźników morfometrycznych Krakowa, uzyskanych w wyniku skanowania laserowego miasta przeprowadzonego w 2012 roku (rozdzielczość 0,01 km²).

BDR

Baza wskaźników morfometrycznych dla reprezentatywnych obszarów Krakowa, uzyskanych w wyniku skanowania laserowego miasta przeprowadzonego w 2012 roku.

BDU

Uzupełniająca baza danych – zawiera informacje morfometryczne skalkulowane dla poszczególnych wydziałów wyznaczonych wg klas pokrycia i użytkowania terenu CLC (ang. *Corine Land Cover*) dla całej domeny obliczeniowej.

SOUT

Baza danych projektu MONIT-AIR, zawierająca procentowy udział poszczególnych klas użytkowania terenu na obszarze Krakowa (rozdzielczość 0,01 km²).

SPIS OZNACZEŃ

A_f (ang. *frontal area of roughness elements*) – suma powierzchni rzutów ścian budynków na powierzchnię prostopadłą do kierunku wiatru.

A_p (ang. *plan area of roughness elements*) – suma powierzchni rzutów pionowych wszystkich elementów szorstkości występujących na powierzchni A_T na tą powierzchnię.

A_{pt} – powierzchnia roślinności na powierzchni odniesienia.

A_{pb} – powierzchnia budynków na powierzchni odniesienia.

A_T (ang. *total surface area*) – powierzchnia odniesienia.

$a_0, b_0, c_0, a_1, b_1, c_1$ – stałe metody Kanda i in. [2013].

A, B – stałe metody Macdonald [2000].

ABL (ang. *Atmospheric Boundary Layer*) – warstwa graniczna atmosfery.

AHF (ang. *anthropogenic heat flux*) – strumień ciepła antropogenicznego.

CFD (ang. *Computational Fluid Dynamics*) – obliczeniowa dynamika płynów.

d (ang. *displacement height*) – wysokość przesunięcia powierzchni.

H_{av} – średnia wysokość elementów szorstkości.

H_{avb} – średnia wysokość budynków.

H_{avr} – średnia wysokość roślinności.

H_{max} – maksymalna wysokość elementów szorstkości.

H – wysokość warstwy dachowej.

lc (ang. *Prandtl Mixing Length*) – długość mieszania Prandtla.

LAI (ang. *Leaf Area Index*) – parametr ulistnienia.

LCZ (ang. *Local Climate Zones*) – strefy klimatu lokalnego wg. Steward, Oke [2012].

LES (ang. *Large Eddy Simulation*) – matematyczny model turbulencji używany w obliczeniach CFD.

NDVI (ang. *Normalized Difference Vegetation Index*) – znormalizowany, różnicowy wskaźnik biomasy, oparty na kanałach spektralnych NIR i RED: $(NIR - RED)/(NIR + RED)$.

RSL (ang. *Roughness Sub-Layer*) – warstwa tarciowa.

RVI (ang. *Ratio Vegetation Index*) – jeden ze wskaźników zawartości biomasy oparty na kanałach spektralnych NIR i RED: NIR/RED.

UBL (ang. *Urban Boundary Layer*) – miejska warstwa graniczna.

UCL (ang. *Urban Canopy Layer*) – miejska warstwa dachowa, obszar poniżej powierzchni dachów.

u^* (ang. *friction velocity*) – tarciova prędkość wiatru.

$u(z)$ – prędkość wiatru na wysokości z .

$u(H)$ – prędkość wiatru na wysokości H .

z_0 (ang. *aerodynamic roughness length*) – parametr szorstkości, aerodynamiczna szorstkość terenu.

z_r – wysokość warstwy tarciowej.

α (ang. *attenuation parameter*) – parametr osłabiający.

β – wskaźnik sterujący zmiennością oporu aerodynamicznego związanego z utratą liści.

κ – stała von Karmana ($\kappa = 0,4$).

$\lambda_p = A_p/A_T$ (ang. *plan area index*) – udział powierzchni z elementami szorstkości.

λ_{pb} – udział powierzchni zabudowanej.

λ_{pt} – udział powierzchni pokrytej wegetacją.

$\lambda_f = A_f/A_T$ (ang. *frontal area index*) – udział powierzchni frontowej.

σ_b – odchylenie standardowe wysokości elementów szorstkości.

1. WARUNKI TOPOGRAFICZNE

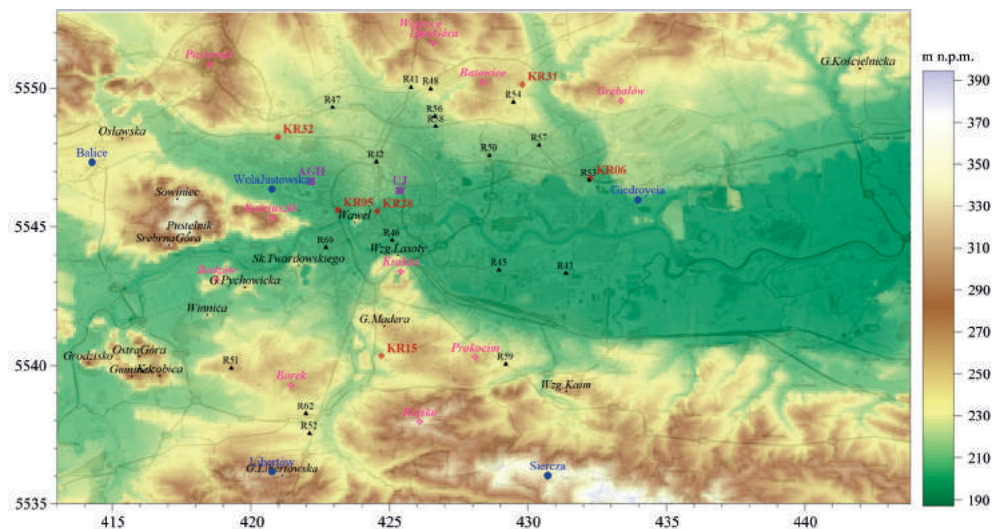
Na sytuację anemologiczną Krakowa mają wpływ czynniki o różnej skali, począwszy od skali synoptycznej, którą reprezentuje zmienność ciśnienia na obszarze Europy, poprzez skalę regionalną związaną głównie z modyfikacją pola wiatru przez rzeźbę terenu, a skończywszy na skali lokalnej, którą steruje pokrycie terenu i jego szorstkość. Skala synoptyczna w dużym stopniu determinuje ostateczną zmienność pola wiatru w Krakowie, chociaż czynniki skali regionalnej i lokalnej prowadzą do znacznej modyfikacji wiatru dolnego. Ukształtowanie terenu wymusza zmianę kierunku wiatru, zaś elementy szorstkości wpływają na przekształcenie części energii ruchu postępowego wiatru w energię turbulencyjną, wpływając na zmniejszenie prędkości wiatru.

Kraków położony jest w dolinie Wisły, w miejscu zwanym Bramą Krakowską, łączącym Kotlinę Raciborsko-Oświęcimską z Kotliną Sandomierską. Od strony północnej miasto ogranicza Wyżyna Śląsko-Małopolska, zaś od południa pasma Beskidów. Według klasyfikacji Romera [1962] klimat Krakowa, reprezentujący typowe dno obniżeń, należy zaliczyć do klasy klimatów podgórskich nizin i kotlin (typ E).

Warunki anemologiczne na obszarze miasta w dużej mierze zdeterminowane są przez znaczne zróżnicowanie rzeźby terenu (rys. 1), które bardzo dobrze obrazuje opracowanie mezoregionów fizycznogeograficznych autorstwa German [2000-2001, 2007]. W jej ujęciu obszar Krakowa i jego najbliższych okolic obejmuje Pogórze Wielickie, Podgórze Krakowskie, Rów Skawiński, Pomost Krakowski, Obniżenie Cholerzyńskie, Garb Tenczyński, Rów Krzeszowicki, Równinę Nadwiślańską, Wyżynę Krakowską, Wyżynę Miechowską i Płaskowyż Proszowicki.

Mezoregiony fizycznogeograficzne układają się w granicach miasta równoleżnikowo. Na północ od Krakowa rozciąga się pas wyżyn. W obrębie miasta, obejmując około 8% jego terytorium, znajdują się południowe skraje Wyżyn Krakowskiej i Miechowskiej oraz obrzeże Płaskowyżu Proszowickiego. Krajobraz tej części miasta stanowią obłe i szerokie wzgórza o wysokościach od 275 do 300 m n.p.m., poprzecinane dolinami rzecznyymi, wyraźnie dominujące ponad centrum Krakowa i opadające stromo w jego kierunku. Stanowią one północną osłonę miasta, wpływając istotnie na kształtowanie się jego klimatu [German 2007].

Południowe i centralne dzielnice Krakowa znajdują się w pasie przedgórskiego obniżenia, na granicy dwóch makroregionów – Bramy Krakowskiej na zachodzie i Kotliny Sandomierskiej na wschodzie. W tej części miasta główną rolę w kształtowaniu stosunków anemologicznych odgrywa, zróżnicowany topograficznie, Pomost Krakowski będący częścią Bramy Krakowskiej. Obejmuje on najwyższe wzniesione punkty w mieście: Zrąb Sowińca (355 m n.p.m.) z kopcami Piłsudskiego – 383,6 m n.p.m. i Kościuszki – 326,5 m n.p.m., zręby Tynieckie (m.in. Gumi-



Rysunek 1

Rzeźba terenu w Krakowie i jego okolicach opracowana na podstawie bazy danych cyfrowych projektu MONITAIR, we współrzędnych UTM strefa 34; główne wzniesienia oznaczono czarną kursywą, zaś miejsca lokalizacji głównych fortów twierdzy Kraków – różową; lokalizacje stacji monitoringu jakości powietrza WIOŚ – Aleje Krasińskiego, KR05 – Bulwarowa, KR15 – Kurdwanów, KR28 – Dietla, KR31 – Oś. Piastów, KR32 – Złoty Róg) oznaczono na brązowo, stacje meteorologiczne IMGW-PIB z pomiarami wiatru na wysokości 10 m n.p.g. oznaczono na granatowo, umieszczone na dachach budynków stacje meteorologiczne AGH (Kawiory – 20 m n.p.g.) i UJ (Ogród Botaniczny – 22 m n.p.g.) oznaczono na fioletowo, zaś stacje drogowe sieci TRAX z pomiarami wiatru na wysokości 4 m n.p.g. oznaczono czarnymi trójkątami

nek– 293,4 m n.p.m., Ostra Góra – 284,5 m n.p.m., Grodzisko – 279,9 m n.p.m., Winnica – 250 m n.p.m.), Zrąb Podgórski (254 m n.p.m.) z kopcem Krakusa (269,3 m n.p.m.) czy zręby Wawelu (238 m n.p.m.) i Skalki. Liczne wzniesienia Pomostu Krakowskiego stanowią istotny czynnik modyfikujący pole wiatru w zachodniej części miasta. Wymuszają lokalną zmianę kierunku wiatru i zmniejszają jego prędkość. Stanowią dla całego miasta barierę ograniczającą wydajność przewietrzania. Dzieje się tak, ponieważ wspomniane wzniesienia ograniczają prześwit doliny Wisły w zachodniej części Krakowa, utrudniając jej penetrację przez wiatr przy dominującej w Polsce cyrkulacji zachodniej. Przedłużeniem Pomostu Krakowskiego w kierunku wschodnim jest mezoregion Równiny Nadwiślańskiej, która jest najniższym położonym fragmentem miasta (do 187 m n.p.m.). Tworzy ją szeroka pradolina polodowcowa, której środkiem równoleżnikowo płynie Wisła. Na zachodzie Krakowa koryto rzeki jest stosunkowo wąską, meandrującą rynną otoczoną wysokimi wzgórzami. Dolina Wisły poszerza się znacząco, a wzniesienia na jej brzegu przestają grać dominującą rolę dopiero na wschód od ścisłego centrum miasta. Na południe od Równiny Nadwiślańskiej rozciąga się mezoregion Podgórze Krakowskie, będący pasem szerokich garbów i pagórków przekraczających niekiedy wysokość 300 m n.p.m. Graniczy on z najbardziej na południe wysuniętym mezoregionem Pogórze Wielickiego. Mezoregiony

Podgórze Krakowskiego i Pogórze Wielickiego stanowią południową osłonę miasta, pełniąc podobną rolę jak wyżyny Krakowska i Miechowska oraz Płaskowyż Proszowicki na północy.

Z punktu widzenia warunków anemologicznych, dla przeważającego obszaru miasta topografia wymusza ruch powietrza w osi wschód-zachód, wzdłuż rynny doliny Wisły. Jednakże, dominujący w centralnej części nadrzecznego obniżenia na zachodzie miasta Zrąb Sowińca, modyfikuje ten przepływ.

Topografia wpływa nie tylko na warunki anemologiczne, ale także sprzyja występowaniu inwersji temperatury, determinujących stały typ równowagi atmosfery w ich obrębie. W obojętnej równowadze atmosfery naturalnym jest niewielki spadek temperatury powietrza z wysokością – zgodnie z gradientem adiabatycznym – od około 0,6 do 1,0°C na 100 m. W takiej równowadze pionowe ruchy powietrza nie są ani tłumione, ani wzmagane. Wystąpienie inwersji temperatury zmienia sytuację. Warstwy powietrza leżące na niższej wysokości są chłodniejsze i przez to cięższe od położonych wyżej i ruch pionowy powietrza jest tłumiony. Inwersje obserwuje się w kotlinach częściej niż w terenie płaskim i na wzniesieniach. Procesowi tworzenia inwersji w kotlinach sprzyja ruch zimnego powietrza w dół, wzdłuż skłonów kotliny. W przypadku Krakowa istotne znaczenie ma również obecność rzeki. Woda charakteryzuje się dużą pojemnością cieplną, co sprawia, że trzeba dostarczyć znacznie więcej energii, aby osiągnąć ten sam efekt ogrzania, jak dla powierzchni ziemi. Dodatkowo przez to, że jest cieczą, ma lepszą niż ciało stałe zdolność transportu ciepła z powierzchni do niżej położonych warstw. Temperaturę powierzchni wody obniża też parowanie odpowiedzialne za transport energii z wody do powietrza przez strumień ciepła utajonego. Parowanie jest procesem, który sprzyja ograniczeniu dostępu promieniowania krótkofalowego do powierzchni wody. Pochłanianie tego promieniowania przez parę wodną dodatkowo zwiększa zasób dostępnej energii w powietrzu, wpływając na jego ogrzanie. Efektem tych wszystkich procesów jest znacznie wolniejsze niż w przypadku powierzchni ziemi nagrzewanie się powierzchni wody, a szybsze powietrza, przez co osłabiona jest zdolność do tworzenia się ponad wodą równowagi chwiejnej.

2. WARUNKI ANEMOLOGICZNE

2.1. Uwarunkowania procesu przewietrzania miasta

Procesy zachodzące w miejskiej warstwie granicznej charakteryzują się dużą niejednorodnością, związaną z obecnością licznych elementów szorstkości, użyciem sztucznych, nieprzepuszczalnych materiałów oraz produkcją ciepła antropogenicznego. Stąd duża trudność w prowadzeniu badań, ponieważ parametry meteorologiczne, zwłaszcza wiatr, drastycznie zmieniają się w przestrzeni i w czasie i niezwykle trudno uzyskać dane reprezentatywne dla większego obszaru. W wytycznych prowadzenia pomiarów meteorologicznych w miastach [Oke 2004; WMO 2008], dla poprawy reprezentatywności parametrów wiatrowych zaleca się ich obserwację powyżej górnej granicy warstwy tarciowej (na wysokości dwukrotnie wyższej niż średnia wysokość budynków). Jest to jednak rozwiązanie pozorne, gdyż dla populacji miejskich istotne jest rzeczywiste odtworzenie procesów zachodzących w obrębie warstwy dachowej, głównie tej ich części, która związane jest ściśle z usuwaniem zanieczyszczeń poza obręb miasta. Dużo o procesach zachodzących wewnątrz warstwy tarciowej i związanych z nimi ogólnych prawidłowościach dowiedzieliśmy się z eksperymentów miejskich przeprowadzonych na początku obecnego stulecia [Fisher i in. 2005; Hanna i in. 2007, 2009; Barlow i in. 2011]. Tego rodzaju analizy są bardzo kosztowne, ponieważ zobrazowanie zmienności parametrów meteorologicznych z dużą rozdzielczością czasową i przestrzenną (w trzech wymiarach) wymusza stosowanie wielu urządzeń teledetekcyjnych, jak: sodary, lidary, scyntylometry, dopplerowskie profilery wiatru itp. Trudność stanowi także wyciągnięcie z nich wniosków ogólnych. Niemniej jednak kompleksowe badania w miejskiej warstwie granicznej są nie do przecenienia, umożliwiają bowiem weryfikację wyników z różnych podejść modelowych, uzyskanych m.in. z modelowania przepływu powietrza w obecności elementów szorstkości przy zastosowaniu numerycznej dynamiki płynów (ang. *Computational Fluid Dynamics, CFD*). Pozwalają także na porównanie wyników dla rzeczywistych miast z tymi wygenerowanymi w tunelach wiatrowych. Ze względu na skrajnie niejednorodną strukturę tkanki miejskiej konieczne jest wprowadzenie licznych, opisujących jej charakter, zagregowanych morfometrycznych wskaźników zabudowy, które można by powiązać ze zmiennością wiatru w obrębie miasta. Uzyskane eksperymentalnie przez Cionko [1972] dane dla roślinności i sztucznych obiektów, potwierdzone następnie w trakcie kampanii pomiarowej BRE (ang. *Dispersion Modelling Wind Tunnel at the Building Research Establishment*) [Macdonald 1998], pokazały, że istotnymi parametrami morfometrycznymi wpływającymi na prędkość wiatru w obrębie warstwy dachowej są: średnia wysokość elementów szorstkości H_{av} , wskaźnik udziału powierzchni elementów szorstkości $\lambda_p = A_p/A_T$ (ang. *plan area index*), gdzie A_p jest sumą powierzchni rzutów pionowych wszystkich elementów szorstkości występujących na powierzchni odniesienia A_T na tą powierzchnię, oraz wskaźnik powierzchni frontowej $\lambda_f = A_f/A_T$ (ang. *frontal area index*),

gdzie A_f jest sumą powierzchni rzutów ścian budynków na powierzchnię prostopadłą do kierunku wiatru [Grimmond, Oke 1999]. Wyniki modelowania CFD przeprowadzonego dla miasta Nagoja w Japonii [Kanda i in. 2013] wykazały, że w celu prawidłowego opisu profilu wiatru w miastach konieczne jest uwzględnienie odchylenia standardowego (σ_H) oraz maksimum (H_{max}) wysokości budynków. Wyniki pomiarów prowadzonych w Londynie [Kent i in. 2017b] z kolei wskazują, że w miastach z dużym udziałem roślinności jej wpływ na warunki anemologiczne w miejskiej warstwie granicznej (ang. *Urban Boundary Layer*) jest istotny.

Obraz wyłaniający się z dotychczas przeprowadzonych badań jest następujący:

- 1) Średnia prędkość wiatru w centrum miasta jest znacząco mniejsza niż na obszarach pozamiejskich i wynika m.in. ze zmiany części energii ruchu postępowego wiatru w energię mechanicznie generowanej turbulencji.
- 2) Pionowy profil wiatru w miastach nie może być opisany teorią Monina-Obuchowa – jej zastosowanie jest możliwe dopiero powyżej warstwy tarciowej.
- 3) Największe zmiany prędkości wiatru występują na granicy warstwy dachowej. Ponad dachami często obserwuje się zwiększenie (nieraz znaczne) prędkości wiatru.
- 4) Warstwa dachowa nie jest warstwą stałych strumieni pędu, ciepła i wilgoci.
- 5) Największa wymiana pędu ma miejsce powyżej warstwy dachowej.
- 6) W miastach występują głównie dwa różne reżimy przepływu powietrza zależne od gęstości elementów szorstkości:
 - ślizgowy (ang. *skimming flow*) ($\lambda_p > 0,55$), w którym wiatr nie penetruje do wnętrza kanionów ulicznych i w którym geometria budynków i kierunek wiatru nie mają znaczącej roli dla jego prędkości;
 - szorstkościowo zakłócony (ang. *wake interference flow*) ($0,3 < \lambda_p < 0,55$), w którym wiatr penetruje do wnętrza kanionu ulicznego i często wywołuje ruch wirowy w jego obrębie. W tym przypadku geometria kanionu ulicznego i jego usytuowanie względem kierunku wiatru są istotne.
- 7) W miastach zazwyczaj występuje mniej ciszy wiatrowych. W okresach ciszy wiatrowej poza miastem, ruch powietrza w mieście (poniżej 1 m/s) jest generowany przez kontrasty termiczne, związane z obecnością miejskiej wyspy ciepła.
- 8) Produkcja ciepła antropogenicznego oraz związana ze zmianą dobowego przebiegu bilansu promieniowania miejska wyspa ciepła powodują wydłużenie okresów czasu z równowagą obojętną (głównie) i chwiejną, kosztem równowagi stałej.
- 9) Ruch pojazdów w kanionach ulicznych generuje dodatkowe turbulencje, nie jest jednak rozstrzygnięte, czy wpływa on na zdolność wentylacji miasta.
- 10) W obszarach miejskich, w których wysokość drzew przekracza wysokość budynków i roślinność zajmuje większą przestrzeń niż zabudowa, prędkość wiatru w warstwie przyziemnej jest determinowana przez parametry morfometryczne roślinności.

2.2. Wpływ tkanki miejskiej na prędkość wiatru

Przepływ powietrza w obszarach miejskich charakteryzuje się bardzo zmiennymi przestrzennie parametrami. Taką zmienność pola wiatru wymuszają nieregularnie rozmieszczone, rozmaitej wysokości i kształtu, budynki i inne sztywne elementy, jak również zieleń miejska. Plate [1995] uznał, że z tego względu parametryzowanie przepływu powietrza w miastach jest ekstremalnie trudne. Powyżej bezpośredniego wpływu powierzchniowych elementów szorstkości pole wiatru staje się bardziej homogeniczne i profil prędkości wiatru można opisać formułą logarytmiczną [Tennekes 1973]:

$$\frac{u(z)}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (1)$$

gdzie: z_0 – parametr szorstkości; d – wysokość przesunięcia powierzchni; u^* – tarciova prędkość wiatru; $\kappa = 0,4$ – stała von Karmana.

Niestety stosowanie tej formuły do opisu pola wiatru wewnątrz warstwy tarciowej RSL (ang. *roughness sublayer*) czy dachowej UCL (ang. *urban canopy layer*) jest nieuprawnione i nieprawidłowe. Ze względu na skrajnie turbulentny charakter przepływu zachowanie wiatru w takim środowisku można wyznaczyć wyłącznie stosując formuły empiryczne, opisujące zachowanie uśrednionej przestrzennie prędkości wiatru. Formuły te powinny uwzględniać zagregowane charakterystyki szorstkości powierzchni związane z parametrami morfometrycznymi najbliższego otoczenia.

Dla idealnego przepływu w warstwie dachowej o wysokości H Cionco [1972] zaproponował wykładniczą zmienność prędkości wiatru:

$$u(z) = u(H) \exp \left[\alpha \left(\frac{z}{H} - 1 \right) \right] \quad \text{dla } z \leq H \quad (2)$$

gdzie: $u(z)$ – pozioma składowa prędkości wiatru na wysokości z ; $u(H)$ – pozioma składowa prędkości wiatru na wysokości H ; H – wysokość UCL, tutaj równa średniej wysokości elementów szorstkości; α – parametr osłabiający.

Formuła wzoru wynika z przyjęcia prostego turbulencyjno-dyfuzyjnego modelu Prandtla. Cionco [1972] badał zachowanie wiatru w obrębie warstwy dachowej eksperymentalnie dla roślinności – zbóż i drzew – oraz aranżacji sztucznych – plastikowych, drewnianych i wiklinowych elementów. Stwierdził podobne zachowanie wiatru w obrębie naturalnej roślinności i elementów sztucznych – wykładniczy wzrost prędkości wiatru poniżej średniej wysokości elementów szorstkości, zależny od wielkości parametru osłabiającego. Parametr ten nie jest uniwersalną stałą, jego wartość wzrasta wraz ze wzrostem gęstości elementów szorstkości i ich elastyczności.

Ideę Cionco rozwinął Macdonald [Macdonald i in. 1998; Macdonald 2000], starając się opracować metodę wyznaczania prędkości wiatru w obrębie warstwy dachowej dla terenów zurbanizowanych. Oparł się na danych eksperymentalnych z kampanii pomiarowej BRE [Macdonald

i in. 1998], w której w tunelu wiatrowym mierzono prędkość wiatru w obrębie równomiernie rozmieszczonych sztywnych sześciennych brył, będących uproszczonym modelem miasta, w dwóch konfiguracjach – prostopadłej i skośnej względem kierunku wiatru. W swojej pracy [Macdonald 2000] dopasował dane z tunelu aerodynamicznego uzyskane w trakcie eksperymentu do formuły (2) opisującej zachowanie wiatru wewnątrz takiej struktury. Wyzaczył wartość parametru osłabienia α dla homogenicznych ustawień brył różniących się charakterystykami morfometrycznymi, takimi jak udział powierzchni zabudowanej λ_p i udział powierzchni frontowej λ_f . Uzyskał dobre dopasowanie wykładniczego zachowania wiatru dla wartości λ_f (lub λ_p) nieprzekraczających 0,3. Dla tej klasy struktur miejskich uzyskał przybliżony związek $\alpha \cong k\lambda_f$, gdzie $k = 9,6$. Późniejsza analiza danych z kampanii BRE przeprowadzona przez Sykesa i in. [2007] wykazała, że bardziej odpowiednie jest przyjęcie wartości $k = 10,8$.

Na podstawie danych z eksperymentu BRE Macdonald [2000] opracował formułę opisującą zachowanie prędkości wiatru w obecności tkanki miejskiej. Powyżej wysokości warstwy dachowej H , aż do górnej granicy warstwy tarciowej z_0 , prędkość wiatru wyznaczana jest na podstawie prędkości wiatru $u(H)$ na wysokości H .

$$u(z) = u(H) + \frac{u^*}{B} \ln \left(\frac{A + zB}{A + HB} \right) \quad \text{dla } H < z < z_0, \quad (3a)$$

gdzie:

$$A = l_c - \left(\frac{H}{z - H} \right) (\kappa(z - d) - l_c) \quad (3b)$$

$$B = \left(\frac{1}{z - H} \right) (\kappa(z - d) - l_c) \quad (3c)$$

gdzie: l_c – długość mieszania Prandtla; κ – stała von Karmana; d – wysokość przesunięcia powierzchni; u^* – tarciowa prędkość wiatru.

Do wyznaczenia wielkości d i z_0 (3b) i (3c) Macdonald używa formuł oznaczanych później jako $d(MD)$ i $z_0(MD)$.

$$\frac{d(MD)}{H} = 1 + A^{-\lambda_p} (\lambda_p - 1) \quad (4a)$$

$$\frac{z_0(MD)}{H} = \left(1 - \frac{d}{H} \right) \exp \left[- \left\{ 0,5\beta \frac{C_{1b}\lambda_\beta}{\kappa^2} \left(1 - \frac{d}{H} \right) \lambda_f \right\}^{-0,5} \right] \quad (4b)$$

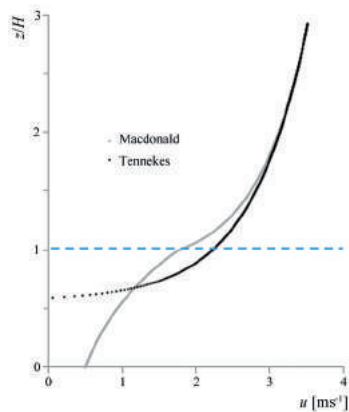
gdzie: λ_p – wskaźnik udziału powierzchni; λ_f – wskaźnik udziału powierzchni frontowej; $\beta = 1$ i $C_{1b} = 1,2$ są stałymi.

Do wyznaczenia profilu wiatru wewnątrz UCL przy użyciu formuły (2) niezbędna jest znajomość prędkości wiatru na wysokości H . Uzyskuje się ją poprzez ekstrapolację prędkości wiatru sponad RSL, stosując formuły (3b, 3b 3c).

Porównanie przez Macdonalda [2000] ekstrapolowanego w obręb warstwy dachowej logarytmicznego przebiegu prędkości wiatru z przebiegiem uzyskanym eksperymentalnie, opisywanym przez (2) i (3a, 3b, 3c), wykazało, że profil logarytmiczny pokrywa się z eksperymentalnym powyżej górnej granicy RSL, a poniżej, w górnej części RSL, mierzone prędkości wiatru są niższe niż przewidywane w profilu logarytmicznym – odwrotnie niż na dole warstwy. Przecięcie krzywych następuje w około połowie wysokości budynków, a największe zmiany prędkości wiatru obserwuje się przy powierzchni ziemi i na wysokości dachów budynków. Macdonald oszacował wysokość dolnej granicy obszaru słabej turbulencji (czyli górnej granicy warstwy tarciowej RSL) w granicach od $1,3H$ do $2,5H$, gdzie H oznacza średnią wysokość budynków, przy czym niższe wartości uzyskano dla gęstości upakowania $\lambda_f > 0,2$ i struktury skośnej względem kierunku wiatru. Jest to zgodne z intuicją wskazującą, że gęstsze upakowanie wpływa na ograniczenie zasięgu strefy wysokich turbulencji. Macdonald [2000] stwierdził, że dla $\lambda_f > 0,3$ zaproponowany przez niego model może nie być odpowiedni, gdyż w takich warunkach przepływ powietrza staje się przepływem szorstkościowo zmodyfikowanym. W kanionach ulicznych pojawiają się struktury wirowe z powietrzem w niższej części kanionu poruszającym się w kierunku przeciwnym do kierunku wiatru, a gdy szerokość budynków staje się większa od szerokości kanionów ulicznych – przepływ jest zdominowany przez strefy śladu turbulencyjnego za budynkami i przepływ strumieniowy w przerwach między budynkami.

Na rysunku 2 przedstawiono przykładowe porównanie formuły logarytmicznej [Tennekes 1973] z profilem wiatru wyznaczonym formułami (2)-(4).

Ostatnie badania wykazały, że prawidłowe w przypadku elementów szorstkości tej samej wysokości podejście, w którym za wysokość H z formuł (2) i (3) przyjmuje się średnią wysokość elementów szorstkości, nie sprawdza się w obszarach zurbanizowanych. Symulacje LES (ang. *Large Eddie Simulation*), przeprowadzone dla określenia d i z_0 , przy użyciu metod morfometrycznych



Rysunek 2

Porównanie ekstrapolowanego logarytmicznego profilu wiatru z profilem wiatru wyznaczonym formułami (2), (3) i (4) dla $\lambda_p = 0,26$; $\lambda_f = 0,11$; $H = 17$ m; $\alpha = 5\lambda_p$; $u(50$ m) = 7 m/s

wykorzystujących szczegółowe dane o budynkach w Nagoja i Tokio [Kanda i in. 2013] wykazały, że w modelowaniu przepływu powietrza w miastach należy uwzględnić maksymalną wysokość elementów szorstkości H_{max} i odchylenie standardowe wysokości budynków σ_b , Kanda i in. [2013], bazując na formułach Macdonalda (4a) i (4b), zaproponowali nowe formuły do obliczania d i z_0 , oznaczane później jako $d(KAN)$ i $z_0(KAN)$:

$$\frac{d(KAN)}{H_{max}} = c_0 X^2 + (a_0 \lambda_p^{b_0} - c_0) X, \quad X = (\sigma_b + H) / H_{max} \quad (5a)$$

$$\frac{z_0(KAN)}{z_0(MD)} = b_1 Y^2 + c_1 Y + a_1, \quad Y = \lambda_p / H_{ex} \quad (5b)$$

gdzie: $0 \leq X \leq 1$; $0 \leq Y$; $a_0, b_0, c_0, a_1, b_1, c_1$ – stałe z wartościami równymi odpowiednio 1,29; 0,36; 0,17; 0,71; 20,21; 0,77.

Testy metod morfometrycznych przeprowadzone z wykorzystaniem pomiarów wiatru z centrum Londynu [Kent i in. 2017a, 2018a] wykazały, że lepsze dopasowanie profilu wiatru uzyskuje się stosując nie formuły Macdonalda (4a i 4b), lecz Kandy (5a i 5b).

Formuły Kandy i in. [2013] zostały wyznaczone dla miast praktycznie pozbawionych roślinności. Testy prowadzono również w obszarze z małym udziałem roślinności. W Krakowie wpływu zieleni miejskiej na profil wiatru nie można jednak pominąć. Wprowadzenie roślinności do modelowania nie jest proste, zwłaszcza w przypadku drzew liściastych o nieregularnych koronach. Rozmiar, struktura, elastyczność, rodzaj liści i wiek roślinności są ważne przy określaniu współczynnika oporu [Gromke i in. 2008; Koizumi i in. 2010; Kent i in. 2017b]. Dla zadrzewień należy także uwzględnić zmienność roczną oporu aerodynamicznego stawianego przez korony. Kent i in. [2017b] wykazali, że wpływ roślinności na profil wiatru staje się niezmiernie istotny w przypadku, gdy zajmuje ona znaczną powierzchnię, a wysokość drzew przekracza wysokość budynków. Zalecają, aby przy obliczaniu λ_p udział drzew i budynków wyznaczany był odrębnie. Autorka niniejszej pracy do analiz wskaźnika λ_p dla Krakowa proponuje przyjąć następującą formułę:

$$\lambda_p = \frac{\sum_{i=1}^n A_{pbi} + b A_{pt}}{A_T} \quad (6)$$

gdzie: A_{pbi} – powierzchnia rzutu i -tego budynku na powierzchnię odniesienia; A_T – powierzchnia odniesienia; A_{pt} – powierzchnia zadrzewień na powierzchni odniesienia; n – liczba budynków na powierzchni odniesienia; b – steruje zmiennością oporu aerodynamicznego związanego z utratą liści (przyjmuje się b równe 0,3 dla zimy, 0,4 dla wiosny i jesieni oraz 0,5 dla lata).

2.3. Wyznaczenie parametrów morfometrycznych istotnych w modelowaniu profilu wiatru

Parametry morfometryczne dla miasta Krakowa oraz przylegających do niego obszarów zostały wyznaczone w ramach projektu MONIT-AIR (*Zintegrowany system monitorowania danych przestrzennych dla poprawy jakości powietrza w Krakowie*), dofinansowanego z Mechanizmu Finansowego Europejskiego Obszaru Gospodarczego 2009-2014 – Program Operacyjny PL03 *Wzmocnienie monitoringu środowiska oraz działań kontrolnych*. Szczegółowy zakres prac wykonanych w projekcie oraz jego podstawowe efekty przedstawiono w Atlasie MONIT-AIR [Bajorek-Zydroń, Wężyk 2016].

Pilną potrzebę utworzenia światowej bazy danych, z możliwie pełną informacją o tkance miejskiej dla potrzeb modelowania meteorologicznego i klimatycznego w obszarach zurbanizowanych, zgłosił w 2012 roku na VIII Międzynarodowej Konferencji Klimatu Miast w Dublinie prof. Jason Ching z North Caroline University. W projekcie MONIT-AIR skorzystano z jego doświadczeń, tworząc bazę danych parametrów morfometrycznych miasta, kompatybilną z amerykańską bazą NUDAPT [Burian, Ching 2009]. W projekcie MONIT-AIR wzorowano się na NUDAPT, ponieważ parametry morfometryczne z tej bazy mogą być wykorzystane do uruchomienia parametryzacji miejskich w, szeroko stosowanych w badaniach, modelach WRF (ang. *Weather Research Forecast*) i MM5 (*PSU/NCAR Mesoscale Modeling System*). Dzięki powstaniu baz danych morfometrycznych, Kraków jako jedno z pierwszych miast europejskich otrzymał szczegółowe dane niezbędne w zaawansowanym modelowaniu meteorologicznym i badaniach klimatu miast.

Parametry morfometryczne obliczono wykorzystując różnorodne dane dostępne dla obszaru administracyjnego miasta, takie jak:

- granice i numery działek ewidencyjnych, obrysy budynków i granice administracyjne miasta z Ewidencji Gruntów i Budynków (EGiB) z Państwowego Zasobu Geodezyjnego i Kartograficznego (PZGiK);
- dane ze skanowania laserowego powierzchni Krakowa z lipca 2012 roku, pozyskane w ramach projektu ISOK (*Informatyczny System Osłony Kraju*) oraz opracowane na ich podstawie produkty, takie jak NMT (numeryczny model terenu) i NMPT (numeryczny model pokrycia terenu);
- wysorozdzielcze, wielospektralne zobrazowania satelitarne Krakowa WorldView2 z 9 października 2014 roku.
- klasyfikację obiektową dla miasta Krakowa z 2010 roku (jedenaście klas na podstawie zobrażeń satelitarnych RapidEye z 21 sierpnia 2010 roku – rozdzielczość 5 m).

Podstawą do obliczenia parametrów morfometrycznych była informacja morfometryczna uzyskana z kwadratowych obszarów o boku 100 m, określona dla 55 800 punktów gridowych pokrywających obszar prostokątnej domeny, o bokach równoległych do kierunków N-S (18 km) i W-E (31 km), obejmującej obszar administracyjny Krakowa. Obliczono wartości następujących parametrów morfometrycznych: całkowita liczba budynków (obiektów kubaturowych)/drzew; całkowita powierzchnia zajmowana przez budynki (objekty kubaturowe)/

drzewa i krzewy; średnia szerokość dróg; całkowita powierzchnia asfaltu; całkowita powierzchnia pokryta roślinnością; całkowita powierzchnia zajmowana przez wody; średnia wysokość budynków (obiektów kubaturowych)/drzew; standardowe odchylenie wysokości budynków; średnia wysokość budynków (obiektów kubaturowych)/drzew ważona ich powierzchniami; średnia i minimalna wysokość powierzchni terenu oraz deniwelacja; procentowy udział specyficznych obszarów użytkowania terenu (SOUT), takich jak woda, asfalt; inne poza asfaltem i dachami powierzchnie utwardzone; dachy i ich dominujący kolor; powierzchnia biologicznie czynna; powierzchnia zadrzewiona, a także udział powierzchni zabudowanej $\lambda_p(z)$ oraz udział powierzchni frontowej, prostopadłej do kierunku wiatru $\lambda_f(\theta_i, z)$ dla $\theta_i = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ, 135^\circ$ i $z = 0, 5, 10, 15, \dots, 70$. Dodatkowo, korzystając z RapidEye i WorldView2, wyznaczono *RVI* (ang. *Ratio Vegetation Index*) i *NDVI* (ang. *Normalized Difference Vegetation Index*).

Na podstawie pozyskanych danych morfometrycznych wyznaczono niektóre parametry fizyczne charakteryzujące podłoże, niezbędne w modelowaniu meteorologicznym. Wartość parametru ulistnienia *LAI* (ang. *leaf area index*) w przybliżeniu oszacowano na podstawie *NDVI*, zaś strumień ciepła do gruntu i stosunek Bowena, opisujący proporcję między strumieniem ciepła jawnego i utajonego, wyznaczono wykorzystując dane z bazy SOUT. Dane o gęstości zabudowy w połączeniu z danymi Głównego Urzędu Statystycznego o zużyciu nośników energii dla województw [GUS 2015] posłużyły do wyznaczenia strumienia ciepła antropogenicznego *AHF* (ang. *anthropogenic heat flux*), będącego miarą charakteryzującą ilość ciepła oddawanego do środowiska, wytworzonego w wyniku ludzkiej aktywności.

Jak wcześniej wspomniano, ze względu na małą przydatność metod anemometrycznych, do obliczania parametrów istotnych w modelowaniu profilu wiatru w obszarach zurbanizowanych często stosowane są metody morfometryczne. Ich szczegółowy opis, w zakresie zastosowania w wyznaczaniu wysokości przesunięcia powierzchni d (ang. *displacement height*) czy też aerodynamicznej szorstkości terenu z_0 (ang. *roughness length*), oraz porównanie otrzymanych wartości tych parametrów, wraz z krytyczną oceną, zostały przedstawione przez Grimmond i Oke [1999]. W bazie danych MONIT-AIR zamieszczono wartości d i z_0 wyznaczone dla wysokości warstwy dachowej H i różnych sektorów kierunku wiatru z formuł zaproponowanych przez:

1. Raupacha [1992]:

$$d(R) = H \left(1 - \left\{ \frac{1 - \exp(-(15 \cdot \lambda_f)^{0,5})}{(15 \cdot \lambda_f)^{0,5}} \right\} \right) \quad (7a)$$

$$z_0(R) = H \left(1 - \frac{z_d(R)}{h_{sr}} \right) \exp \left(-0,4 \frac{U}{u^*} + 0,193 \right), \text{ gdzie } \frac{u^*}{U} = \min \left(\sqrt{(0,003 + 0,3 \cdot \lambda_f)}, 0,3 \right) \quad (7b)$$

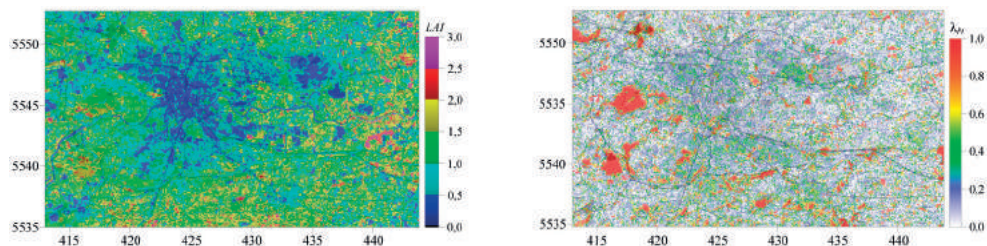
2. Macdonalda i in. [1998] – formuły (4a) i (4b).
3. Lettau [1969]:

$$z_0(Le) = 0,5 H \bar{\lambda}_f \quad (8)$$

Wszystkie wspomniane wielkości określają bilans energii w warstwie granicznej atmosfery, sterując modelowaniem procesu powstawania konwekcji, inwersji oraz warunkami dyspersji zanieczyszczeń. Przykłady zmienności wybranych parametrów morfometrycznych na obszarze Krakowa przedstawiono na rysunkach 3-8. Parametry morfometryczne będące podstawą do opracowania map uzyskano dla oczek siatki o powierzchni 0,01 km².

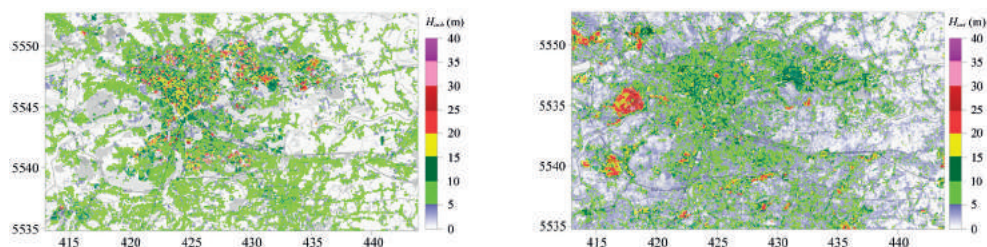
Na podstawie tak uzyskanych danych podstawowych utworzono bazę MONIT-AIR, zawierającą trzy zbiory danych morfometrycznych – bazę danych modelowania BDM, bazę danych reprezentatywnych BDR i bazę danych uzupełniających BDU – różniących się zakresem informacji i rozdzielczością.

Informację podstawową, uzyskaną dla 55 800 oczek siatki, z pełnym zakresem parametrów morfometrycznych, zawiera baza danych do modelowania BDM. Baza danych reprezentatywnych BDR zawiera wartości wybranych parametrów morfometrycznych, obliczone dla charakterystycznych dla miasta Krakowa obszarów zwartej zabudowy miejskiej wewnątrz pierwszej i drugiej obwodnicy, wybranych osiedli, obszarów z dominacją zieleni miejskiej, obszarów leśnych, obszarów z przewagą zabudowy jednorodzinnej, obszarów z dominacją produkcji przemysłowej, obszarów z dominacją usług itp., czyli tzw. obszarów reprezentatywnych. Powierzchnia obszarów uwzględnionych w BDR stanowi około 10% powierzchni miasta. Uzupełniająca baza danych BDU zawiera informacje morfometryczne skalkulowane dla poszczególnych wydziałów wyznaczonych wg klas pokrycia i użytkowania terenu CLC (ang. *Corine Land Cover*) dla całej domeny obliczeniowej.



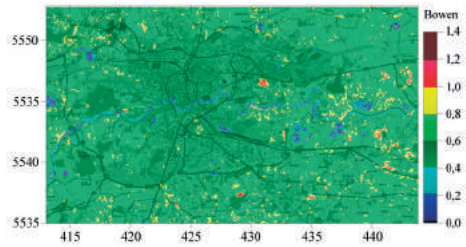
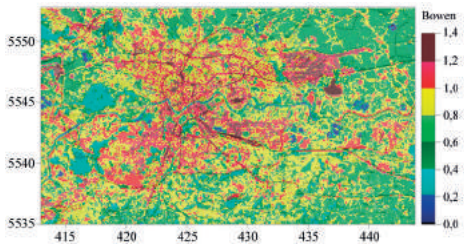
Rysunek 3

Mapa wartości współczynnika ulistnienia LAI w dniu 9 października 2014 roku (lewa ilustracja) i udziału powierzchni pokrytej wegetacją (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34

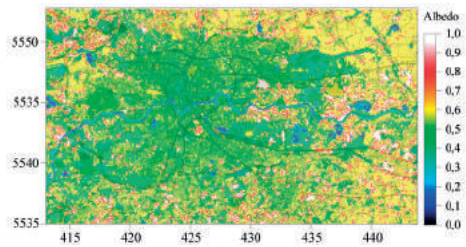
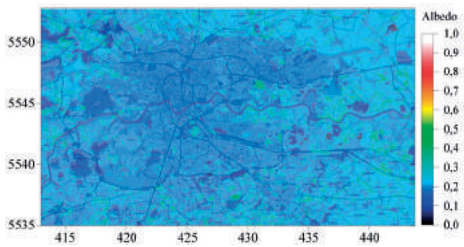


Rysunek 4

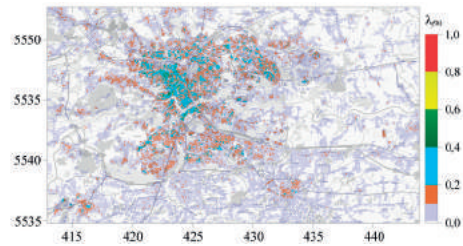
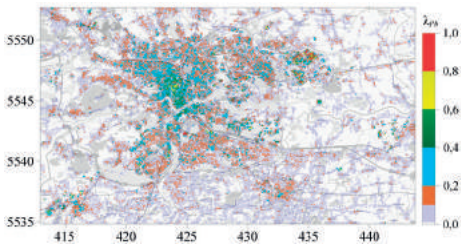
Mapa średnich ważonych powierzchni wysokości budynków H_{avg} (lewa ilustracja) i drzew H_{avg} (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34



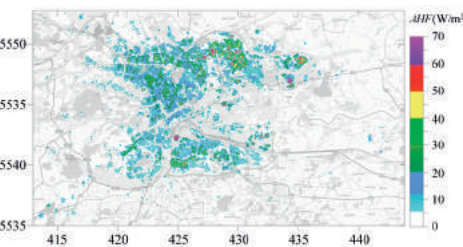
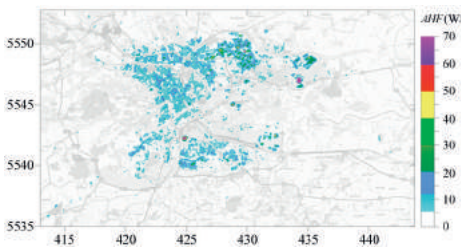
Rysunek 5
 Mapy stosunku Bowena dla lata (lewa ilustracja) i zimy ze śniegiem (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34



Rysunek 6
 Mapy albedo dla lata (lewa ilustracja) i zimy ze śniegiem (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34



Rysunek 7
 Mapy udziału powierzchni zabudowanej λ_{pb} (lewa ilustracja) i udziału powierzchni frontowej dla kierunku wiatru wschód-zachód λ_{p90} (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34



Rysunek 8
 Mapy strumienia ciepła antropogenicznego AHF (W/m^2) dla lata (lewa ilustracja) i zimy (prawa ilustracja); współrzędne UTM strefa 34

Dane BDR pozwoliły na uzyskanie wartości charakterystyk fizycznych, takich jak: albedo, współczynnik ulistnienia LAI , stosunek Bowena, parametr szorstkości z_0 i wysokość przesunięcia powierzchni d dla typowych dla Krakowa sposobów zagospodarowania przestrzeni miejskiej. Dane te pozwoliły także ocenić zmienność parametrów morfometrycznych w obrębie obszarów reprezentatywnych tego samego rodzaju i sprawdzić, na ile wartości poszczególnych parametrów są charakterystyczne dla poszczególnych obszarów reprezentatywnych. Przykładowe wyniki z bazy BDR przedstawiono na rysunku 9.

Dane z baz BDM i BDR umożliwiają uruchomienie urbanizacyjnych wersji modeli meteorologicznych dla obszaru miasta Krakowa. Dzięki dokładnemu odwzorowaniu warunków miejskich, takie modele mogą wspomóc prowadzenie badań, których efektem może być m.in. przewidywanie zagrożeń związanych z procesami urbanizacyjnymi, nie tylko dotyczącymi utrudnień w przewietrzaniu miasta, ale także związanymi z rozwojem miejskiej wyspy ciepła czy zwiększeniem intensywności opadów. To z kolei umożliwi podejmowanie działań uprzedzających, moderujących klimat Krakowa tak, aby był on miejscem przyjaznym do życia i pracy.

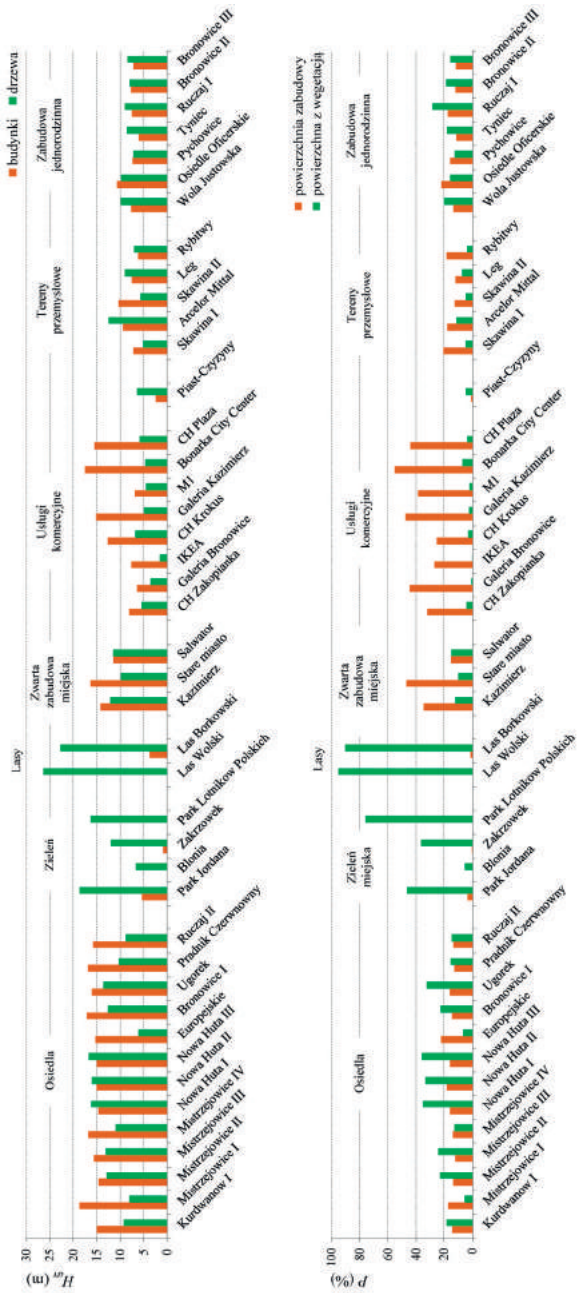
2.4. Warunki anemologiczne Krakowa w świetle dotychczasowych badań

2.4.1. Cyrkulacja atmosfery

Warunki anemologiczne w Krakowie są wypadkową aktualnej sytuacji synoptycznej i warunków – regionalnych, związanych głównie z ukształtowaniem powierzchni, oraz lokalnych – wynikających ze sposobu użytkowania terenu. Sytuację synoptyczną opisuje się używając różnych systemów klasyfikacyjnych, opartych najczęściej na analizie rozkładu ciśnienia atmosferycznego na znacznym obszarze. Znajomość tego rozkładu umożliwia lokalizację układów niskiego i wysokiego ciśnienia, a także pozwala na określenie kierunku adwekcji powietrza w danej lokalizacji. Warunki cyrkulacyjne stanowią czynnik w dużym stopniu determinujący lokalną sytuację anemologiczną. Dla Krakowa najbardziej przydatne są systemy klasyfikacyjne Niedźwiedzia [1981, 2013] i Ustrnula [1997].

Niedźwiedź opracował kalendarz sytuacji synoptycznych w południowej Polsce na podstawie map synoptycznych dolnych Europy z godzin 00 i 12 GMT. Jego system klasyfikacyjny składa się z dwudziestu jeden typów cyrkulacji, z których szesnaście stanowią typy kierunkowe związane z adwekcją powietrza z ośmiu kierunków (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW), określaną osobno dla sytuacji antycyklonalnych (a) i cyklonalnych (c). Cztery z pięciu pozostałych typów cyrkulacji oznaczają sytuacje bezadwekcyjne, takie jak: centrum wyżu Ca, centrum niżu Cc, bruzda cyklonalna Bc i klin wyżowy Ka. Ostatnią klasę stanowią przypadki, których nie można do wcześniej podanych klas jednoznacznie przypisać.

Typy cyrkulacji według Ustrnula zostały wyznaczone obiektywnie na podstawie wartości wiatru geostroficznego. Podobnie jak w klasyfikacji Niedźwiedzia, występuje tutaj szesnaście typów kierunkowych oraz tylko dwa typy cyrkulacji charakteryzujące sytuacje bezadwekcyjne – typ Ba



Rysunek 9

Średnia wysokość budynków i drzew H_{bud} (na górze) oraz udział powierzchni zabudowy i pokrytej roślinnością (na dole) wyznaczone dla obszarów reprezentatywnych bazy BDR projektu MONIT-AIR

obejmujący wszystkie typy cyrkulacji wyżowej bez wyraźnej adwekcji powietrza (można więc go utożsamiać z typami Ca i Ka wg klasyfikacji Niedźwiedzia) i typ Bc opisujący analogiczne sytuacje, ale niżowe (w przybliżeniu można go odnosić do typów Cc i Bc wg klasyfikacji Niedźwiedzia).

Mimo odmiennego podejścia jakościowy obraz sytuacji synoptycznej w Krakowie opisywany przez oba systemy klasyfikacyjne jest zbieżny. Analiza typów cyrkulacji Niedźwiedzia dla dziesięciolecia 1966-1975 [Niedźwiedź 1981] wykazała występowanie wyraźnej sezonowości w przebiegu zjawisk cyrkulacyjnych, przejawiającej przewagą cyrkulacji zachodniej w okresie od października do stycznia, dużym udziałem adwekcji z północy w okresie od kwietnia do lipca oraz wzrostem aktywności wyżowej w okresie od sierpnia do października. Analizując mapy synoptyczne na poziomie 700 hPa, Niedźwiedź zauważył także znaczny wzrost częstości występowania adwekcji z zachodu na wysokości ok. 3000 m kosztem adwekcji z kierunków wschodnich. Wyraźna zmienność sezonowa warunków cyrkulacyjnych w dorzeczu górnej Wisły została potwierdzona na danych z okresu 1901-2000 [Ustrnul 2007]. Analizy zmienności rocznej typów cyrkulacji dla obu systemów klasyfikacyjnych wskazują, że w okresach jesiennym i zimowym najczęściej występuje spływ z zachodu. Jesienią duży udział mają także sytuacje wyżowe bezadwekcyjne (typy Ca, Ka Niedźwiedzia i typ Ba Ustrnula), są one również częste w lecie. Wiosną zaś stosunkowo duży udział mają sytuacje wyżowe z adwekcją ze wschodu. Dla rozprzestrzeniania zanieczyszczeń powietrza szczególnie istotne są sytuacje bezadwekcyjne, a zwłaszcza te występujące w obecności układów wyżowych (w skali roku jest ich około 15%). Odpowiadają one nie tylko za niskie prędkości wiatru bądź cisze wiatrowe w Krakowie, ale także tłumią zdolność do rozprzestrzeniania zanieczyszczeń w pionie poprzez obecność w układach wyżowych wielkoskalowych ruchów osiadających – co utrzymuje wyemitowane zanieczyszczenia blisko powierzchni ziemi.

2.4.2. Warunki anemologiczne

Ważną rolę w kształtowaniu prędkości i kierunku wiatru dolnego w Krakowie ma rzeźba terenu oraz rozmieszczenie, gęstość i wysokość elementów szorstkości – głównie budynków i drzew. W obszarach zurbanizowanych charakterystyczna jest duża zmienność prędkości i kierunku wiatru – jego niejednorodność utrzymuje się do wysokości znacznie przekraczającej średnią wysokość budynków. Przyjmuje się, że warstwa zwiększonej turbulencyjności związanej z mechanicznym oddziaływaniem wiatru z przeszkodami, czyli warstwa tarciowa RSL, rozciąga się do wysokości co najmniej $1,5H$, gdzie H jest średnią wysokością elementów szorstkości, odpowiadającą wysokości miejskiej warstwy dachowej UCL. Taka sytuacja sprawia, że pomiary wiatru w miastach w UCL, czyli poniżej średniej wysokości budynków, mają małą reprezentatywność, co utrudnia wyciąganie ogólnych wniosków na ich podstawie.

W przypadku pomiarów wiatru zmiana otoczenia miejsca pomiarowego, wynikająca z procesów urbanizacyjnych albo wzrostu lub wycinki drzew i krzewów, znacznie utrudnia uzyskanie długich, jednorodnych serii pomiarowych. W konsekwencji większość danych o zachowaniu

wiatru dolnego w Krakowie pochodzi z opracowania stosunkowo krótkich serii pomiarowych. Wyczerpujący przegląd historycznych prac dotyczących tego parametru oraz analiza dostępnych danych pomiarowych zostały zaprezentowane przez Kowanetza w monografii *Klimat Krakowa w XX wieku* [Matuszko 2007]. W kontekście wpływu na jakość powietrza, najważniejszym wnioskiem płynącym tego opracowania jest charakterystyka prędkości wiatru w centrum miasta, oparta na danych z lat 1961-1980 z Ogrodu Botanicznego w Krakowie, a mianowicie wysoki udział wiatrów bardzo słabych (57,5%, $v < 2$ m/s) i słabych (30,4%, $2 < v < 4$ m/s) oraz wysoki udział cisz wiatrowych (25,1% w skali roku, jesienią – 32%, zimą – 26,3%). Przyczyną takiego stanu rzeczy nie są wyłącznie procesy urbanizacyjne, o czym świadczy praca Karlińskiego [1877], który analizując dane z tej samej lokalizacji, znajdującej się wówczas na obrzeżach Krakowa, już w XIX wieku pisał o złych naturalnych warunkach przewietrzania doliny Wisły. O silnym wpływie ukształtowania terenu w Krakowie świadczy porównanie danych z lat 1954-1960 z kilku stacji meteorologicznych zlokalizowanych na terenie miasta i okolic [Matuszko 2007]. Największe średnie prędkości wiatru odnotowano na wzniesieniach (stacja Garlica Murowana), najmniejsze – we wklęsłych formach terenu (stacja Tyniec). Stwierdzono także, że rzeźba modyfikuje kierunek wiatru. W latach 70., na podstawie dwuletnich pomiarów wiatru w dziesięciu punktach zlokalizowanych na terenie miasta i w sześciu poza nim, zespół Lewińskiej opisał poziome zróżnicowanie kierunków i prędkości wiatrów dolnych [Lewińska i in. 1982].

Znacznie większą reprezentatywność przestrzenną i mniejszą podatność na wpływ lokalizacji pomiarów wykazują pomiary wiatru wykonywane powyżej RSL. Zastosowanie tej metody w obszarach miejskich pozwala scharakteryzować wolne od pojedynczych wpływów mikroklimatycznych zachowanie wiatru w skali lokalnej i jest obecnie zalecana przez WMO [Oke 2004]. W Krakowie pierwsze pomiary wiatru powyżej RSL przeprowadzono w II połowie XX wieku. Były to pomiary pilotażowe, które wykonywano dwukrotnie w ciągu doby w terminach 0 i 12 GMT. Na podstawie obserwacji z lat 1966-1970, prowadzonych na lotnisku Balice, Morawska-Horawska [1978] wyznaczyła różne wiatru dla wysokości 100, 300, 600, 1 000 i 3 000 m oraz scharakteryzowała pionowe profile prędkości wiatru do wysokości 300 m. Opisując zmienność prędkości wiatru w warstwie do 300 m wzorem Suttona, badała zmienność roczną uśrednianego miesięcznie wykładnika potęgowego w tym wzorze – osobno dla obu terminów pomiarów pilotażowych. Zaobserwowała wzrost prędkości wiatru z wysokością w nocy – głównie w okresie od kwietnia do listopada, gdy uśredniony wykładnik potęgowy we wzorze Suttona oscylował wokół wartości 0,3. W tych samych miesiącach w terminie południowym wykładnik ten był bliski zeru, wskazując na brak statystycznie istotnej zmienności prędkości wiatru z wysokością w warstwie do 300 m.

W lutym 1984 roku, w eksperymencie MONAT-84 przeprowadzonym na terenie Krakowa, wykonywano pomiary wiatru górnego w czterech punktach i wiatru dolnego w dwunastu punktach [Suryjak 1986]. Dane z pomiarów wiatru górnego uzyskano w terminach 7:00 i 13:00, a wiatru dolnego – w terminach 7:00, 8:00, 13:00 i 19:00. Cechą charakterystyczną okresu pomiarowego było długotrwałe utrzymywanie się pogody wyżowej z napływem polarnych kontynentalnych mas powietrza ze wschodu i południowego-wschodu [Niedźwiedź 1986]. Sytuacje z antycyklonalnymi

typami cyrkulacji Niedźwiedzia NEa, Ea i SEa stanowiły 48,3%. Drugą istotną grupą były sytuacje cyklonalne – łącznie typy SEc, Sc, SWc i Wc stanowiły 31% czasu eksperymentu. Pomimo znacznego odsetka cyrkulacji zachodniej analiza wiatru dolnego o prędkościach powyżej 1 m/s wykazała, że w czasie eksperymentu największy odsetek takich pomiarów pochodził z sektorów 0°-90°, tj. 81% (przy tylko 11% dla sektora 135°-270°). Średni skręt wiatru obliczony na podstawie profili pionowych był dodatni dla wszystkich lokalizacji pomiarów (skręt w prawo wraz ze wzrostem wysokości) i wynosił w warstwie do 1000 m około 60°, tak że udział dominujących kierunków wiatru na granicy warstwy mieszania zbliżał się do tego, wynikającego z analizy typów cyrkulacji. Uśrednione wykładniki potęgowe we wzorze Suttona odznaczały się silną zależnością od stanu równowagi atmosfery, przyjmując wartości od 0,08 w równowadze silnie chwiejnej do 0,44 w równowadze silnie stałej. Przy określaniu stanu równowagi atmosfery zastosowano sześcioklasowy schemat Pasquilla, w którym stan równowagi atmosfery określa się osobno dla dnia i nocy, biorąc pod uwagę prędkość wiatru, nasłonecznienie i zachmurzenie, w sposób opisany w tabeli 1a. Zachowanie profilu pionowego wiatru zaobserwowane przez Suryjaka jest podobne do obserwowanego przez Morawską-Horawską [1978], gdyż w nocy typową jest równowaga stała, zaś w terminie południowym – chwiejna. Nocna wartość uzyskana przez Morawską-Horawską jest nieco niższa niż w pracy Suryjaka, gdyż w terminach przez nią obserwowanych mogła występować także równowaga chwiejna lub obojętna z niższymi wartościami współczynnika potęgowego.

Dane uzyskane z pomiarów pilotażowych miały większą reprezentatywność przestrzenną niż te z pomiarów standardowych. Metodyka zastosowana w pilotażu była jednak czasochłonna i droga, stąd rzadko ją wykorzystywano. Sytuacja zmieniła się w 1993 roku, kiedy w Centralnej Stacji Obserwacyjnej IMGW Kraków-Czyżyny (CSO) zaczęto prowadzić pomiary teledetekcyjne wiatrów górnych przy użyciu sodaru dopplerowskiego. Pomiary wykonywane tą metodą miały dużą przewagę nad pomiarami pilotażowymi, gdyż pozwalały na obserwację profilu wiatru przez całą dobę. Początkowo prowadzono je przy użyciu sodaru firmy REMTECH. Urządzenie to mierzy trzy składowe prędkości wiatru uśredniane w okresach 30-minutowych – wraz z odchyleniami standardowymi będącymi miarą fluktuacji wiatru dla tego okresu – podawane co 50 m dla poziomów od 50 do 900 m. Na podstawie danych z 1994 roku opracowano róże wiatru dla Krakowa dla wysokości od 50 do 550 m, co 100 m, osobno dla okresów równowagi stałej, chwiejnej i obojętnej [Rozwoda 1995]. Stany równowagi atmosfery wyznaczano dzięki analizie obrazu sodarowego, starając się dostosować je do schematu Pasquilla w sposób opisany w tabeli 1b.

Stwierdzono, że w równowadze silnie chwiejnej A nie obserwuje się wyraźnego wzrostu prędkości wiatru z wysokością, co potwierdza w tym zakresie wstępne wyniki uzyskane z pomiarów pilotażowych, a średnia prędkość wiatru na poziomie 50 m jest stosunkowo wysoka – około 4,5 m/s. Dla tej klasy stabilności obserwuje się w całym profilu pionowym największe wartości odchylenia standardowych prędkości i kierunku wiatru oraz składowej pionowej prędkości. W przeciwieństwie do równowagi chwiejnej A i B, w równowadze stałej E i F zaobserwowano znaczny wzrost prędkości wiatru z wysokością. Największy – około 0,7 m/s na 100 m – zanotowano w zakresie wysokości od 100 do 250 m dla równowagi stałej F. Odchylenia standardowe kierunku wiatru

Tabela 1a

Schemat Pasquilla do określania stanu równowagi atmosfery; oznaczenia: A – równowaga silnie chwiejna, B – równowaga chwiejna, C – równowaga słabo chwiejna, D – równowaga obojętna, E – równowaga stała, F – równowaga silnie stała

Prędkość wiatru na wysokości 10 m (m/s)	Dzień Promieniowanie słoneczne (W/m ²)			Noc Pokrycie nieba chmurami (%)	
	>700	350-700	<350	>50	<50
	<2	A	A-B	B	E
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	D
5-6	C	C	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

Tabela 1b

Sposób określania stanu równowagi atmosfery na podstawie analizy obrazu sodarowego

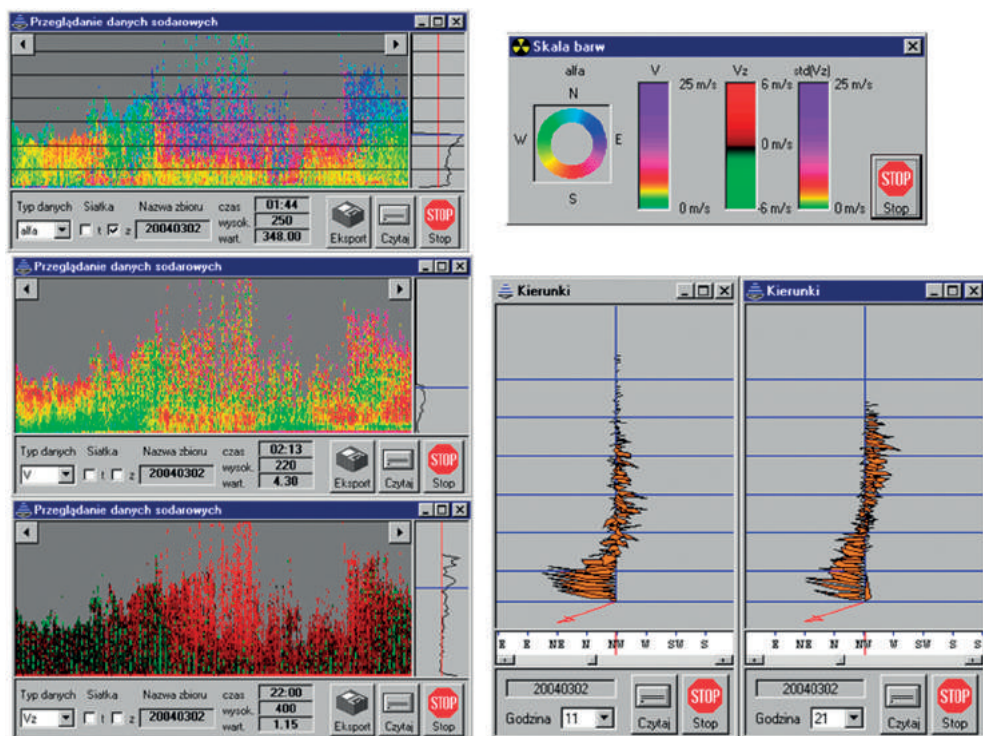
Postać echa sodarowego	Typ równowagi	Opis
Same echa konwekcyjne o wysokości powyżej 600 m	A	Silnie chwiejna
Same echa konwekcyjne o wysokości od 400 do 600 m	B	Chwiejna
Echa konwekcyjne z warstwą wzniesioną o wysokości podstawy $h \geq 300$ m	B	Chwiejna
Same echa konwekcyjne o wysokości od 50 do 400 m	C	Słabo chwiejna
Echa konwekcyjne z warstwą wzniesioną o wysokości podstawy $h < 300$ m	C	Słabo chwiejna
Warstwa wzniesiona ze strukturą bezechową w dzień	C	Słabo chwiejna
Struktura bezechowa	D	Obojętna
Warstwa dolna o wysokości $h \leq 150$ m z warstwą wzniesioną powyżej	E	Stać
Warstwa wzniesiona ze strukturą bezechową poniżej w nocy	E	Stać
Warstwa dolna bez warstwy wzniesionej powyżej	F	Silnie stała
Warstwa dolna o wysokości $h \geq 150$ m z warstwą wzniesioną powyżej	F	Silnie stała

w równowadze stałej sukcesywnie zmniejszają się do wysokości 250 m, po czym osiągają stałą, kilkustopniową wartość. Charakterystyki wiatru dla równowagi słabo chwiejnej C są podobne raczej do tych uzyskanych dla klas równowagi stałej niż dla chwiejnej. Analiza róż wiatru w pracy Rozwody [1995] wykazała, że w równowadze silnie chwiejnej A nie obserwuje się na żadnym poziomie wyróżnionego kierunku wiatru. Na niższych poziomach zanotowano nieznacznie wyższe prędkości wiatru z kierunków zachodnich, przy czym wraz ze wzrostem wysokości zanika asymetria wschód-zachód, ale nadal obserwuje się nieco niższe prędkości wiatru z południa. Dla równowagi obojętnej D i stałej F asymetria róż wiatru jest bardzo wyraźna. W równowadze D w całym zakresie prędkości najczęściej występuje zachodni kierunek wiatru, a największe prędkości obserwuje się dla wiatru z południowego zachodu. W równowadze F asymetria róż wiatru także jest bardzo silna, z przewagą wiatru z kierunków zachodnich i południowo-zachodnich i wzrasta z wysokością. Na podstawie tych samych danych określono charakterystyki skrętu wiatru w przebiegu dobowym [Rozwoda 1998]. Stwierdzono występowanie wyraźnej zmienności dobowej skrętu wiatru.

Największe, sięgające 8°/100 m, wartości zaobserwowano w nocy w cieplej porze roku, w przedziale wysokości 100-300 m. W południe skręt jest najmniejszy lub nie występuje. W porze chłodnej obserwowany skręt wiatru jest mniejszy niż w porze ciepłej. Skręt wiatru w warstwie 50-100 m jest bardzo mały niezależnie od pory roku, dnia czy stanu równowagi atmosfery.

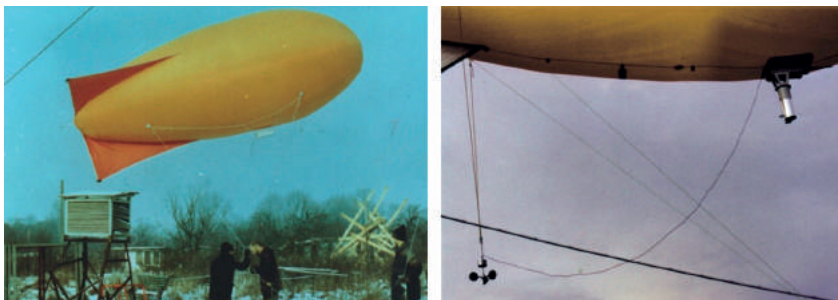
W 1999 roku w CSO został uruchomiony sodar dopplerowski trójantenowy 3DDS [Netzel i in. 2000]. Dane z tego urządzenia to trzy składowe prędkości wiatru, uśredniane w okresach 3-minutowych, wraz z ich odchyleniami standardowymi, podawane co 10 m dla poziomów od 50 do 650 m. Wyniki pomiaru można było na bieżąco obserwować na ekranie komputera. Sposób prezentacji pomiarów przedstawiono na rysunku 10.

Weryfikację prędkości wiatru uzyskiwanych z sodaru 3DDS przeprowadzono na stacji CSO w Krakowie-Czyżynach, opierając się na pomiarach wykonanych przy użyciu balonu na uwięzi (rys. 11). Balon był wypuszczany i spuszczał z prędkością ok. 0,3 m/s, stosownie do bezwładności czujników pomiarowych. Pomiar oprócz profilu pionowego prędkości wiatru obejmowały również temperaturę (termometr suchy i zwilżony). Dodatkowo dzięki danym z sodaru pionowego możliwa



Rysunek 10

Sposób prezentacji pomiarów wiatru z sodaru trójantenowego 3DDS – dane z 2 marca 2004 roku; na osi poziomej czas obejmujący okres jednej doby, na osi pionowej wysokość – znaczniki osi co 100 m; po kliknięciu w okno dane cyfrowe dla wskazanego punktu pojawiały się na dole, a z boku rysowany był profil dla wskazanego momentu czasu; na lewej ilustracji zaprezentowano zmienność dobową kierunku wiatru (na górze) oraz prędkości wiatru i składowej pionowej prędkości wiatru (na dole), na prawej, górnej – opis skali barw, na dolnej – wizualizację skrętu wiatru



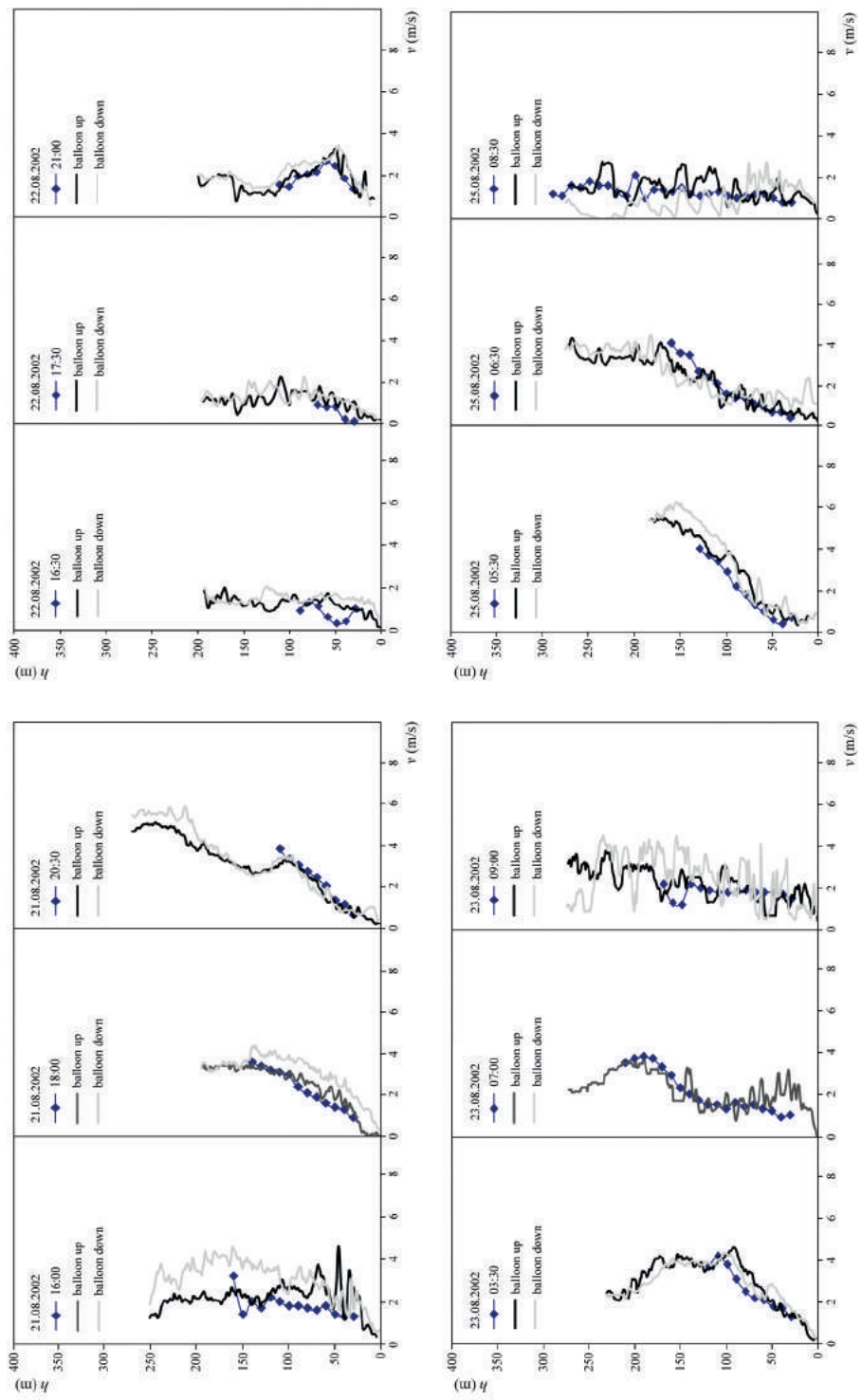
Rysunek 11

Balon na uwięzi wykorzystywany w kampaniach pomiarowych 20-25 sierpnia 2002 roku i 10-18 czerwca 2003 roku; ilustracja po prawej przedstawia podwieszoną sondę pomiarową, wiatromierz czaszowy i rezystancyjne czujniki pomiaru temperatury [fot. Krystyn Orkisz]

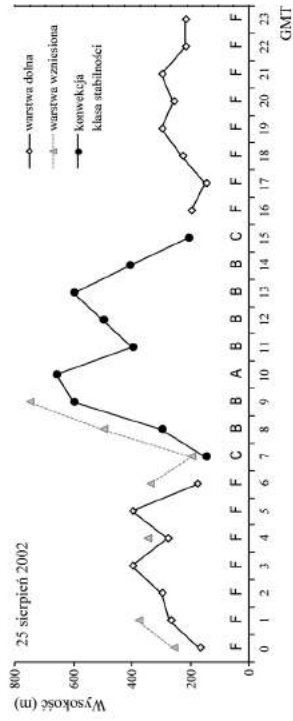
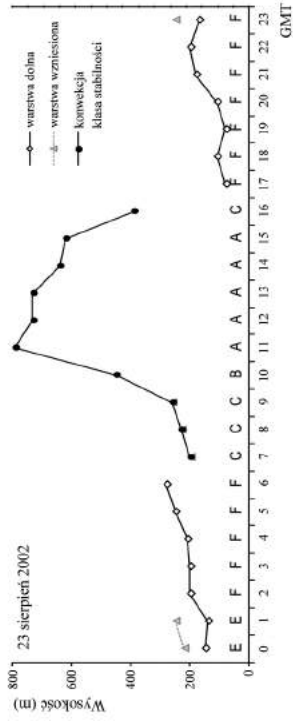
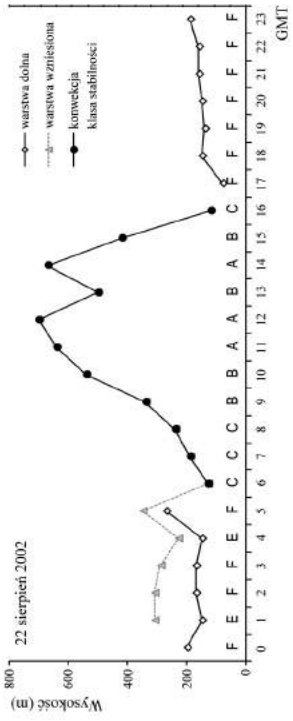
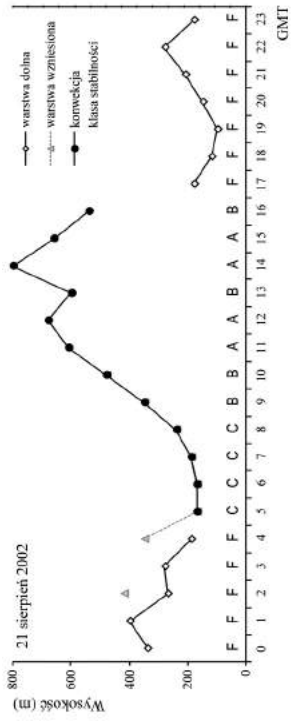
była niezależna ocena stanu równowagi atmosfery i głębokości mieszania. Wspomniane pomiary balonowe związane były ze współpracą międzynarodową zespołu Zakładu Teledetekcji Atmosfery IMGW w ramach akcji COST 715 *Meteorology applied to Urban Air Pollution Problems* [Fisher i in. 2005; Piringer, Joffre 2005] i akcji COST 720 *Integrated Ground-Based Remote-Sensing Stations for Atmospheric Profiling* [Engelbart i in. 2009]. Przeprowadzono je odpowiednio 20-25 sierpnia 2002 roku (pięćdziesiąt sześć wzlotów balonu) oraz 10-18 czerwca 2003 roku (trzydzieści dziewięć wzlotów balonu). Ze względu na lokalizację miejsca pomiarowego, w pobliżu toru podchodzenia do lądowania na lotnisku Balice, wysokość pomiarów nie przekraczała 400 m. W obu kampaniach wykazano dużą zgodność prędkości wiatru uzyskanej z sodaru 3DDS z pomiarami wykonywanymi przy użyciu balonu na uwięzi oraz potwierdzono związek profilu wiatru z równowagą atmosfery. Przykładowe porównania profili prędkości wiatru uzyskanych z uśrednienia 30-minutowego danych z sodaru 3DDS z pomiarami wykonywanymi balonem na uwięzi zamieszczono na rysunku 12, zaś przebiegi odpowiadającej im klasy stabilności atmosfery i wysokości warstwy inwersyjnej, w równowadze stałej lub wysokości konwekcji w równowadze chwiejnej, przedstawiono na rysunku 13.

Profile prędkości wiatru w dniach 21 i 22 sierpnia 2002 roku przedstawiają zachowanie wiatru w czasie wieczornego przejścia atmosfery z równowagi chwiejnej w stałą. Początkowo (godz. 16:00 UTC 21.08 i 16:30 UTC 22.08) obserwowana jest niewielka i niemal stała w odniesieniu do wysokości prędkość wiatru towarzysząca równowadze chwiejnej. W miarę rozwoju inwersji temperatury (równowaga stała) następuje zmiana charakteru profilu objawiająca się wzrostem prędkości wiatru wraz ze wzrostem wysokości. O godzinie 20:30 (21.08) i 21:30 (22.08) można zaobserwować charakterystyczne maksima prędkości wiatru na wysokościach odpowiednio 100 m i 45 m – czyli poniżej górnej granicy warstwy inwersyjnej (o wysokościach odpowiednio 180 m i 160 m).

Profile prędkości wiatru z 23 i 25 sierpnia 2002 roku przedstawiają zachowanie wiatru w czasie przejścia porannego z równowagi stałej do chwiejnej. Początkowo, tj. o godzinie 3:30 (23.08) i 5:30 (25.08), obserwuje się charakterystyczny w przypadku obecności warstwy dolnej wzrost prędkości wiatru wraz z wysokością, przy czym 23 sierpnia maksymalną prędkość zareje-



Rysunek 12 Profile prędkości wiatru uzyskane z pomiarów balonem na uwięzi (linie ciągłe) i uśrednione w przedziałach 30-minutowych z pomiarów sodarem 3DDC (etykietowane czasem uśrednianego profilu romby); opracowanie pomiarów i wykonanie rysunków J. Godłowska i A.M. Tomaszewska



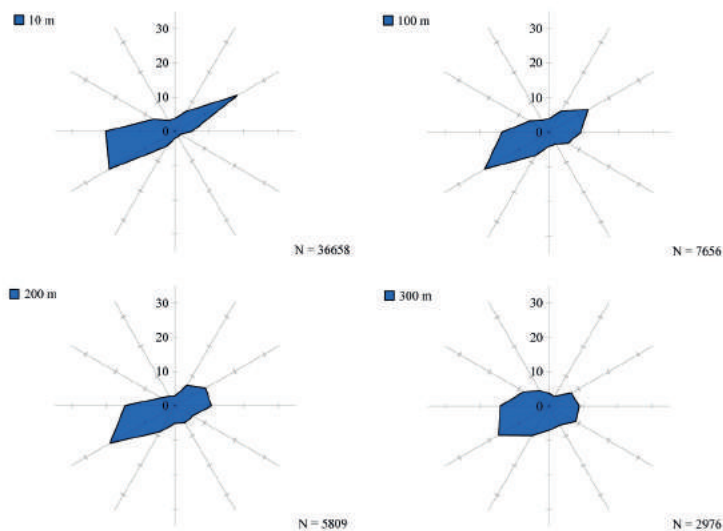
Rysunek 13

Zmienność dobową wysokości i charakteru (konwekcja, warstwa inwersyjna dolna, warstwa inwersyjna wzniesiona) struktur obserwowanych na sodarze w dniach 21, 22, 23 i 25 sierpnia 2002 roku wraz z przyporządkowanymi im, na podstawie analizy obrazu sodarowego, opisanymi ponad osią czasu, klasami stabilności atmosfery (A, B, C – równowaga chwiejna, D – obojętna, E i F – stała); opracowanie pomiarów i wykonanie rysunków J. Godłowska i A.M. Tomaszewska

strowano na wysokości około 100 m, przy wysokości warstwy dolnej 270 m. W miarę upływu czasu pionowy profil prędkości zmienia się, tak że około 9:00, w równowadze chwiejnej, prędkość wiatru jest niewielka i stała z wysokością.

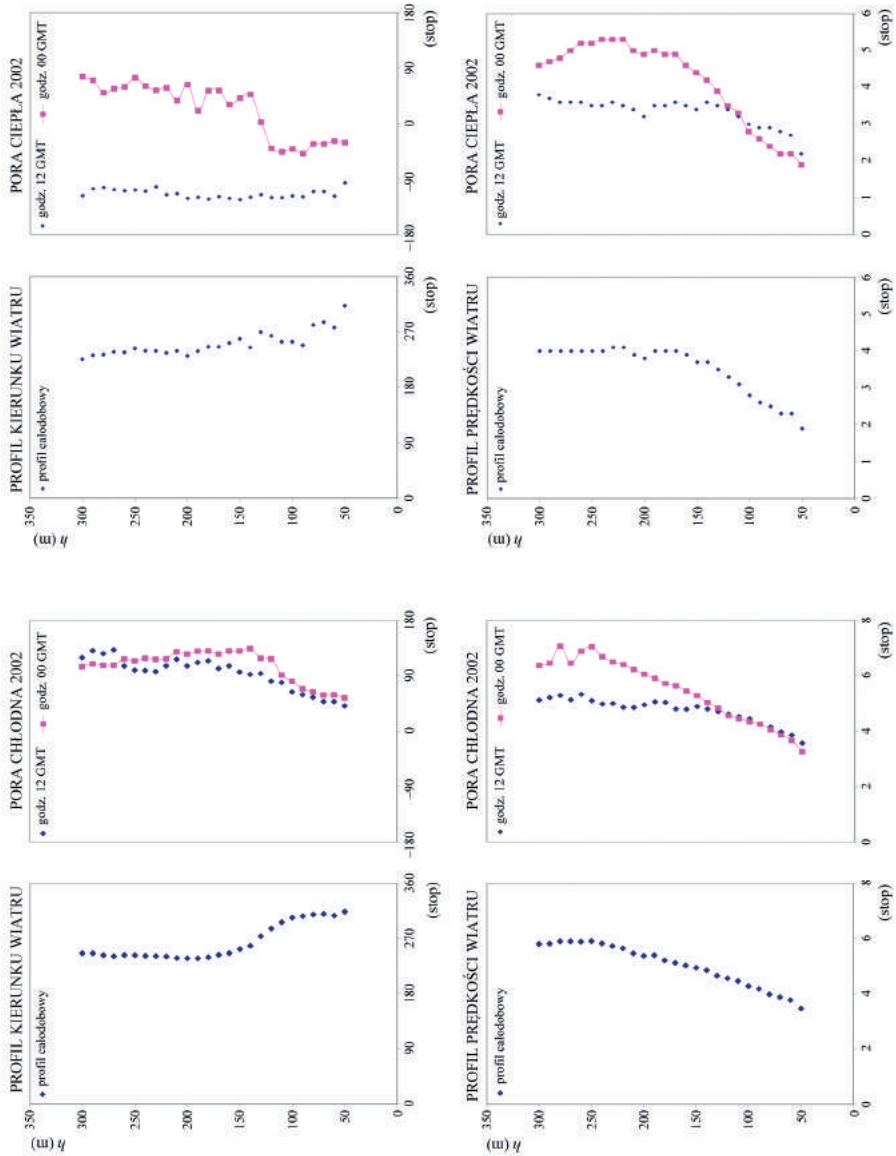
Duża zbieżność prędkości wiatru uzyskiwanej teledetekcyjnie z sodaru 3DDS z pomiarami balonem na uwięzi uzasadnia stosowanie sodaru do wyznaczenia charakterystyk zmienności wysokościowej wiatru w Krakowie. Aby określić dobową i roczną zmienność wysokościową wiatru w mieście wykorzystano dane naziemne i sodarowe z 2002 roku. W tym celu wykreślono róże wiatru dla wysokości 10 i 20 m (pomiary naziemne) oraz 100, 200 i 300 m (pomiary sodarowe) [Feleksy-Bielak i in. 2004]. Stwierdzono wyraźny wzrost izotropowości róz wiatru wraz ze wzrostem wysokości dla całego roku i pory letniej. Róże kierunku wiatru z tego opracowania wykreślone dla całego roku 2002 zaprezentowano na rysunku 14.

Całodobowy, wykonywany z dużą częstotliwością, pomiar profilu wiatru pozwala na wychwycenie charakterystycznych jego cech związanych ze zmiennością dobową i roczną. Opracowane na podstawie ww. danych profile prędkości i kierunku wiatru dla pory ciepłej i chłodnej uśredniane całodobowo oraz dla terminów 0:00 i 12:00 UTC (rys. 15) wskazują, że wyraźny skręt wiatru obserwuje się w porze chłodnej w obu terminach oraz w terminie nocnym w porze ciepłej. Największy skręt wiatru jest obserwowany w warstwie 100-150 m, jego brak zaś w terminie 12:00 UTC w porze ciepłej, co jest zapewne związane z dominującą wtedy równowagą chwiejną atmosfery. W porze chłodnej profile prędkości wiatru pokrywają się w obu terminach w warstwie do 130 m. Powyżej tej wysokości prędkości wiatru w terminie dziennym są niższe niż w nocnym. W ciepłej porze roku bardzo dużą zmienność prędkości wiatru wraz z wysokością obserwuje się w terminie



Rysunek 14

Róże wiatru dla 2002 roku z pomiarów naziemnych (wysokość 10 m) prowadzonych na stacji CSO w Krakowie-Czyżynach i z prowadzonych w tej samej lokalizacji pomiarów sodarem dopplerowskim (poziomy 100 m, 200 m i 300 m) – opracowano na podstawie [Feleksy-Bielak i in. 2004]



Rysunek 15

Profile prędkości i kierunku wiatru dla pory ciepłej i chłodnej w 2002 roku, uzyskane z danych sodaru SAMOS-4C – rysunki wykonano wykorzystując dane opracowane przez Marię Feleksy-Bidał i Wojciecha Rozwodę [Raport 2004]

nocnym – w warstwie do 50-170 m z 2 m/s do 5 m/s. Wzrost prędkości wiatru w tym terminie występuje aż do wysokości około 250 m, po czym obserwowany jest jej nieznaczny spadek. Takie zachowanie prędkości jest typowe dla zjawiska nazywanego LLJ (ang. *low level jet*), w którym obserwuje się charakterystyczny wzrost prędkości wiatru poniżej granicy warstwy inwersyjnej, a co dla poszczególnych terminów było już widoczne w czasie kampanii pomiarowych z balonem na uwięzi. Wzrost prędkości wiatru w terminie dziennym jest także obserwowany, ale jest mniejszy i stały.

2.5. Pomiary wiatru w Krakowie w obrębie tkanki miejskiej

Dużym współczesnym źródłem informacji o wietrze dolnym na terenie Krakowa są pomiary prowadzone na stacjach drogowych sieci TRAX. Ich lokalizację przedstawiono na rysunku 1, a charakterystykę otoczenia – w tabeli 2 – opis morfometryczny przygotowano na podstawie danych uzyskanych ze skanowania laserowego miasta Krakowa, opracowanych w ramach projektu MONIT-AIR [Bajorek-Zydroń, Wężyk 2016]. Przedstawiono kluczowe dla modelowania profilu wiatru w obrębie warstwy dachowej parametry, takie jak: udział powierzchni zabudowanej λ_{pb} i pokrytej roślinnością λ_{pv} , średnią ważoną powierzchnią wysokość budynków H_{avb} i drzew H_{avr} , odchylenie standardowe wysokości budynków σ_b oraz amplitudę wysokości terenu wokół stacji. W tabeli zestawiono dane uzyskane dla dwóch kwadratowych obszarów źródłowych wokół stacji, zagregowane z informacji morfometrycznej uzyskanej z dziewięciu i osiemdziesięciu jeden oczek siatki o boku 100 m. Agregacja jest niezbędna z racji konieczności uwzględnienia większego niż oryginalne dane ($0,01 \text{ km}^2$) rozmiaru obszaru źródłowego tkanki miejskiej w modelowaniu wiatru. Dodatkowo otoczenie każdej stacji opisano jakościowo, stosując klasyfikację obszarów zurbanizowanych opracowaną przez Stewarta i in. [2014]. Wynika z niej, że stacje sieci TRAX rejestrują pomiary wykonywane w różnych strefach klimatu miasta. Zróżnicowanie parametrów morfometrycznych wyznaczonych dla otoczenia poszczególnych stacji, głównie średnich i maksymalnych wysokości elementów szorstkości, pozwala na weryfikację formuł parametrycznych istotnych w modelowaniu profilu wiatru w obecności tkanki miejskiej. Pomiary na stacjach drogowych prowadzi się najczęściej na wysokości 4 m, a ich lokalizacja w ciągu ulicznym w obrębie miasta sprawia, że są reprezentatywne tylko dla najbliższego otoczenia miejsca pomiarowego. Niemniej jednak mogą być one także pewnym wskaźnikiem przy ocenie uśrednionej prędkości dla nieco większego obszaru. Ze względu na brak procedur zapewnienia jakości danych, trzeba do nich podchodzić z dużą ostrożnością. Mimo to mogą one, po odpowiedniej weryfikacji, być użyte do przygotowania, jakościowo akceptowalnego, obrazu zmienności pola wiatru na wysokości istotnej dla rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń komunikacyjnych. Mogą także być wykorzystane do określenia, w jaki sposób najbliższe otoczenie punktu pomiarowego, w szczególności wysokość i gęstość zabudowy, drzew i innych elementów szorstkości, wpływa na osłabienie prędkości wiatru.

Tabela 2

Morfometryczne charakterystyki otoczenia stacji meteorologicznych uzyskane dla kwadratowych obszarów wokół stacji o bokach 300 m (9 ha) i 900 m (81 ha); otoczenie stacji opisano dodatkowo przy użyciu klasyfikacji stref klimatu miasta LCZ (ang. *Local Climate Zones* [Stewart, Oke 2012]) – S i N w oznaczeniach oznaczają odpowiednio południe i północ

Stacja	Ulica	Długość (°)	Szerokość (°)	Klasy LCZ	Obszar (ha)	λ_{pb}	λ_{pt}	H_{arb} (m)	H_{art} (m)	H_{max} (m)	σ_h (m)	Amplituda terenu (m)
R40	Powstańców Śląskich	50,0366	19,9491	5 _A	81	0,04	0,47	3,0	8,8	50,0	5,59	40,1
					9	0,02	0,14	1,9	4,6	11,7	4,6	14,6
R41	29 Listopada/Kuźnicy Kołłątajowskiej	50,0980	19,9623	5 ₂	81	0,14	0,15	9,5	3,9	25,6	5,05	35,8
					9	0,19	0,21	10,1	3,6	17,1	4,23	15,0
R42	29 Listopada/Stwosza	50,0735	19,9452	A ₆	81	0,14	0,25	5,9	10,4	22,7	6,86	13,4
					9	0,05	0,22	4,1	9,6	18,2	6,50	4,1
R43	Botewa/Półnanki	50,0382	20,0415	3(S) C(N)	81	0,12	0,04	4,5	2,2	30,0	4,42	8,4
					9	0,13	0,00	2,3	0,9	5,3	2,28	3,0
R45	Lipska/Mierzeja Wiślana	50,0390	20,0078	6	81	0,15	0,07	6,3	5,4	25,0	3,78	4,6
					9	0,12	0,05	7,3	4,7	20,0	2,68	2,3
R46	Na Zjeździe	50,0482	19,9537	2 ₄ (S) G _D (N)	81	0,24	0,10	9,7	5,9	23,5	4,70	10,7
					9	0,17	0,06	8,3	5,6	20,0	4,32	10,1
R47	Opolska/Wyki	50,0910	19,9228	4 ₅	81	0,15	0,14	11,3	7,5	35,4	6,50	12,4
					9	0,10	0,13	8,1	9,1	23,5	5,77	11,1
R48	Powstańców/Strzelców	50,0975	19,9722	4 ₅	81	0,07	0,15	7,0	6,2	35,0	7,58	25,9
					9	0,14	0,14	6,5	6,8	21,8	7,01	8,1
R49	Przegorzały/Ks. Józefa	50,0460	19,8723	G _D (S) 6 (N)	81	0,04	0,18	3,2	5,1	25,2	5,9	81,2
					9	0,04	0,05	2,5	4,1	8,8	1,9	7,0
R50	Sawickiego/Medweckiego	50,0762	20,0022	4	81	0,09	0,21	7,6	6,9	33,6	7,35	18,4
					9	0,05	0,11	2,7	6,5	10,1	4,20	4,9
R51	Skotnicka/Babińskiego	50,0060	19,8737	6	81	0,09	0,16	5,1	4,0	19,5	3,89	35,9
					9	0,21	0,13	6,4	3,7	7,4	1,77	12,9
R52	Zakopiańska/Taklińskiego	49,9852	19,9135	9	81	0,10	0,18	5,3	4,2	15,0	3,07	24,7
					9	0,09	0,05	5,0	2,7	10,0	2,35	6,8
R53	Jana Pawła II	50,0685	20,0527	6 ₅	81	0,14	0,29	8,6	9,7	35,0	5,43	10,0
					9	0,17	0,22	11,5	9,3	35,0	4,86	4,3
R54	Mikołajczyka	50,0935	20,0140	5 ₄	81	0,15	0,14	15,1	7,9	60,0	7,62	20,2
					9	0,08	0,09	12,5	6,7	35,0	7,36	8,2
R56	Rondo Barei	50,0885	19,9743	4	81	0,18	0,17	13,1	6,6	55,0	6,94	30,8
					9	0,18	0,20	14,5	8,4	27,7	7,66	12,1
R57	Rondo Kocmyrzowskie	50,0797	20,0273	5 ₄	81	0,16	0,24	14,3	10,2	35,6	6,45	8,7
					9	0,11	0,20	11,2	8,8	17,7	5,01	1,9
R58	Rondo Polsadu	50,0853	19,9750	5 ₄	81	0,20	0,17	12,7	7,8	55,0	6,84	22,7
					9	0,18	0,16	11,7	6,5	26,5	7,64	11,6
R59	Wielicka/Rydygiera	50,0085	20,0118	5 ₆	81	0,13	0,23	9,2	7,0	35,0	6,25	25,1
					9	0,13	0,17	9,3	8,5	25,0	8,81	11,1

Stacja	Ulica	Długość (°)	Szerokość (°)	Klasy LCZ	Obszar (ha)	λ_{pb}	λ_{pt}	H_{zrb} (m)	H_{zrt} (m)	H_{max} (m)	σ_h (m)	Amplituda terenu (m)
R60	Zielna/Monte Cassino	50,0455	19,9203	5 _o	81	0,13	0,25	8,6	6,3	30,0	4,51	11,1
					9	0,12	0,25	8,3	6,7	15,0	4,15	3,2
R62	Węzeł Zakopiański	49,9915	19,9115	9	81	0,07	0,19	4,1	3,9	13,4	2,67	21,1
					9	0,08	0,12	3,8	4,2	10,9	1,63	10,2
IMGW	Borowego	50,0640	19,8904	6	81	0,11	0,24	6,2	5,6	15,0	2,63	31,9
					9	0,16	0,27	8,0	5,3	11,4	2,34	4,5
AGH	Kawior/Reymonta	50,0669	19,9129	4 _A	81	0,20	0,24	11,8	10,5	40,0	6,21	12,2
					9	0,19	0,13	10,9	8,1	20,0	4,09	2,7
UJ	Ogród Botaniczny Kopernika	50,0637	19,9561	2 _A	81	0,26	0,20	10,8	9,2	25,0	5,59	14,7
					9	0,20	0,34	11,5	10,4	20,0	5,11	9,8

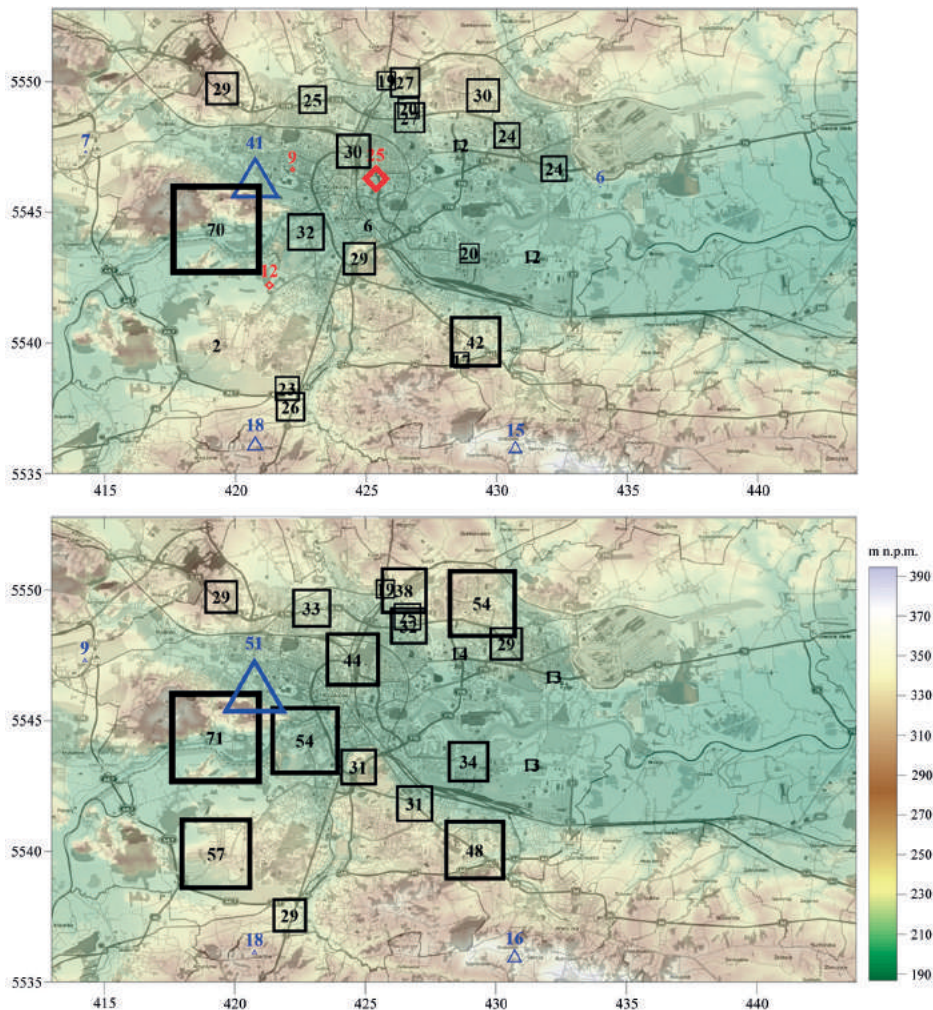
Na rysunku 16 przedstawiono procentowy udział cisz w 2013 i 2014 roku, opracowany na podstawie danych wiatrowych ze stacji drogowych TRAX (wysokość 4 m), na tle pomiarów ze stacji IMGW (wysokość 10 m) i stacji UJ oraz AGH zlokalizowanych ponad dachami budynków (wysokość około 20 m). W przypadku punktów obserwacyjnych znajdujących ponad dachami budynków, zauważalny powinien być podobny udział cisz we wszystkich lokalizacjach, jeśli wysokość, na której prowadzone są pomiary znajduje się ponad RSL.

Dane z 2013 roku wskazują, że na stacji UJ w Ogrodzie Botanicznym występuje znacznie wyższy udział cisz niż na innych stacjach posadowionych na dachach budynków. Oznacza to, że stacja ta nadal znajduje się w obrębie RSL, a pomiary na niej są zaburzone w dużym stopniu przez obecność elementów szorstkości. W pozostałych dwóch lokalizacjach udział cisz jest nieco wyższy niż na stacji synoptycznej IMGW w Balicach, którą ze względu na otoczenie (płyta lotniska) można traktować jako stację referencyjną dla pomiarów prędkości wiatru poza miastem. Taki wynik świadczy o tym, że również w przypadku tych dwóch stacji wysokość, na której prowadzone są pomiary jest zbyt niska, aby całkowicie wyeliminować wpływ tkanki miejskiej. Udział cisz w roku 2014 był nieco większy niż w okresie styczeń-sierpień 2013 roku, co potwierdzają wyniki ze stacji w Balicach. Przekłada się to na większy procentowo udział cisz wiatrowych na terenie całego miasta. Niemniej jednak, mimo dużego podobieństwa w procentowym udziale cisz wiatrowych obserwowanego dla większości stacji TRAX w dwóch kolejnych latach, dla kilku stacji wyniki są diametralnie różne. Są to stacje R42, R45, R51, R54, R60. Ponieważ ich otoczenie pomiędzy 2013 a 2014 rokiem nie zmieniło się istotnie, to nieproporcjonalnie duże różnice w procentowym udziale cisz wiatrowych świadczą albo o małej reprezentatywności tych stacji i silnym wpływie najbliższego otoczenia na pomiary wiatru, albo o wadliwym pomiarze.

Potwierdzeniem istotnego wpływu topografii na wiatr w warstwie przypowierzchniowej są dane ze stacji IMGW na ul. Borowego i stacji R49 w Przegorzałach. Punkty te znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie Masywu Sowińca, odpowiednio po jego północnej i południowej stronie. Procent cisz obserwowany na obu stacjach znacząco odbiega od wyników zarejestrowanych

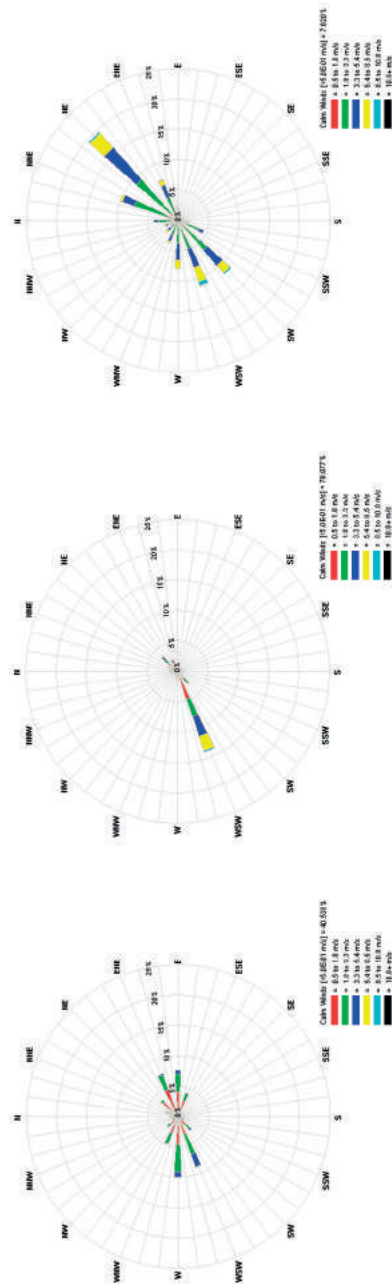
w innych punktach pomiarowych wiatru i prowadzonych na podobnych wysokościach. O znaczeniu topografii świadczą także róże wiatru dla tych lokalizacji (rys. 17). Prędkości wiatru na stacji na ul. Borowego są znacząco niższe niż w Balicach, a jego kierunki – orograficznie zmodyfikowane. Z kolei na stacji R49 występuje wyłącznie wiatr z kierunku WSW, o prędkościach porównywalnych do rejestrowanych z tego kierunku wiatru w Balicach; pozostałe kierunki wiatru są nieobsadzone.

Analiza częstotliwości występowania cisz wiatrowych w zależności od pory roku lub pory dnia (rys. 18) pozwala określić okresy w największym stopniu narażone na złe warunki przewietrzania.



Rysunek 16

Procentowy udział cisz wiatrowych (% cisz w etykietach) w okresie 1.01-27.08 2013 roku (górną mapą) i 1.01-31.12 2014 roku (dolną mapą) dla stacji meteorologicznych IMGW-PIB (granatowe trójkąty – wysokość pomiaru 10 m) umieszczonych na dachach stacji meteorologicznych AGH i UJ (czerwone romby – wysokość pomiaru ok. 20 m) oraz stacji drogowych sieci TRAX (czarne kwadraty – wysokość pomiaru około 4 m); rozmiar figur powiązany z procentowym udziałem cisz wiatrowych; w celu określenia lokalizacji stacji patrz rysunek 1 i tabela 2



Rysunek 17

Zagregowane róże wiatru dla stacji meteorologicznych położonych w bezpośredniej bliskości Masywu Sowińca: stacji IMGW-PIB, ul. Borowego (lewa ilustracja – wysokość pomiaru 10 m.) i stacji drogowej sieci TRAX w Przegorzalach (środkowa ilustracja – wysokość pomiaru stacji synoptycznej IMGW-PIB w Balicach); kolor wskazuje zakres prędkości wiatru

Dla większości stacji największy udział cisz wiatrowych obserwowany jest jesienią. Taki wynik jest zbliżony z wnioskiem wynikającym z analizy typów cyrkulacji, wskazującym na największy udział występowania bezadwekcyjnych typów cyrkulacji właśnie w tej porze roku. Dane dotyczące częstotliwości występowania cisz wiatrowych w różnych okresach doby potwierdzają znany powszechnie obraz zmienności dobowej prędkości wiatru, z nasileniem wiatru w okolicy południa i wyciszeniem w nocy. Dla większości stacji drogowych procentowy udział cisz w nocy jest kilkukrotnie wyższy niż w ciągu dnia. Najmniejszy udział cisz i najmniejszą ich zmienność dobową zanotowano w dolinie Wisły. Analiza częstotliwości występowania cisz wiatrowych wskazuje, że jesień i godziny nocne są okresami, kiedy z największym prawdopodobieństwem możemy mieć do czynienia z warunkami anemologicznymi niekorzystnymi z punktu widzenia rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń, a wyniki na stacjach położonych w dolinie Wisły zdają się świadczyć o tym, że przynajmniej na wschód od ścisłego centrum miasta dolina Wisły stanowi obszar dobrze przewietrzany.



Rysunek 18

Procentowy udział cisz wiatrowych na stacjach drogowych TRAX w różnych porach roku oraz w różnych porach doby – dane z okresu styczeń-grudzień 2014 roku

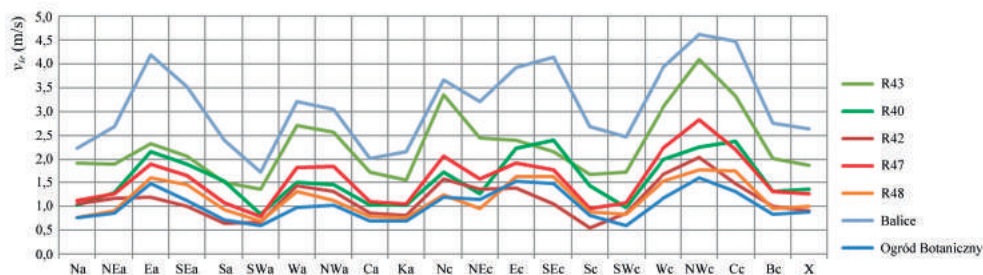
2.6. Związek wiatru dolnego w Krakowie z cyrkulacją atmosfery

Interesujące wnioski można wyciągnąć z analizy wyników pomiaru wiatru na stacjach drogowych dla różnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia [1981]. Związek typów cyrkulacji z kierunkiem adwekcji i układem ciśnienia opisano w rozdziale 2.4.1. Na wszystkich analizowanych stacjach obserwuje się wyraźne obniżenie prędkości wiatru dla typów antycyklonalnych SWa, Ca i Ka, oraz typów cyklonalnych SWc i Sc (rys. 19). Dla tych typów występuje także największa różnorodność kierunków wiatru (rys. 20).

Dla większości stacji kierunki wiatru dla I kwartyla, mediany i III kwartyla nie różnią się wyraźnie. Co więcej, dla danego punktu pomiarowego wartości poszczególnych percentyli kierunku wiatru pozostają prawie niezmiennie w dużym zakresie typów cyrkulacji. Obserwowane są większe różnice kierunku wiatru pomiędzy stacjami niż pomiędzy różnymi typami cyrkulacji dla jednej stacji.

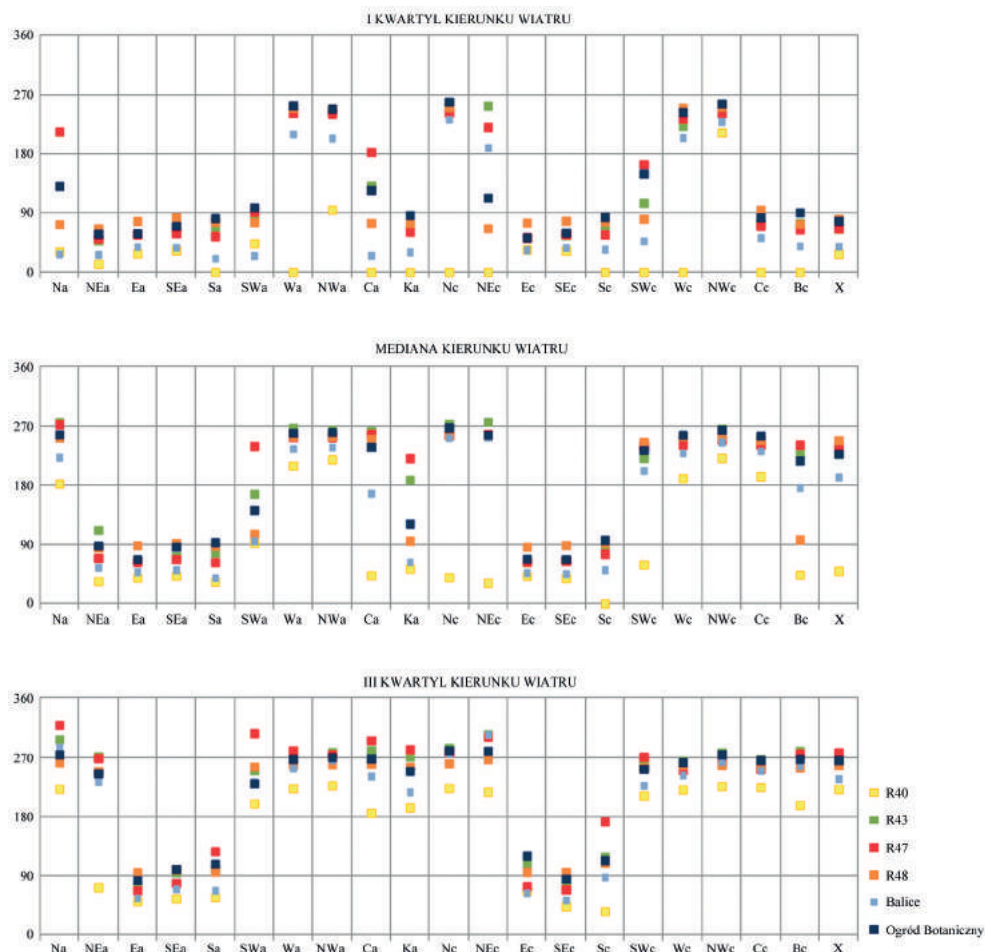
Typami cyrkulacji o których mowa są: NEa, Ea, SEa, Sa, Ec SEc, gdy kierunki wiatru dla większości stacji znajdują się w sektorze N-E, oraz typy cyrkulacji Wa, NWa, Wc, NWc z kierunkami wiatru w sektorze S-W. Ta dwubiegunowość kierunku wiatru na stacjach drogowych jest następstwem warunków orograficznych. W tym miejscu należy zwrócić uwagę na konsekwencje lokalizacji stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach na płaskowyżu otoczonym wzniesieniami od południowego wschodu i północnego zachodu. O ile w przypadku prędkości wiatru stacja ta może być uznana za referencyjną dla miasta Krakowa, o tyle w przypadku kierunku wiatru – już nie, ponieważ jej położenie wymusza skręt róży wiatru (główne kierunki wiatru NE i WSW rys. 17).

Cenne wnioski o wpływie ukształtowania terenu na różę wiatru można również wyciągnąć z analizy danych ze stacji R40, gdzie parametry wiatru odbiegają od tych zarejestrowanych w innych punktach pomiarowych (rys. 19, 20 i 22). Przyczyną takiego stanu jest położenie stacji R40 w wąskim obniżeniu terenowym (szerokości ok. 200 m) o osi SW-NE pomiędzy wzgórzami wyższymi o około 20-30 m (rys. 1).



Rysunek 19

Średnie prędkości wiatru na wybranych stacjach drogowych TRAX, stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach oraz stacji zlokalizowanej ponad dachem budynku w Ogrórze Botanicznym dla różnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia



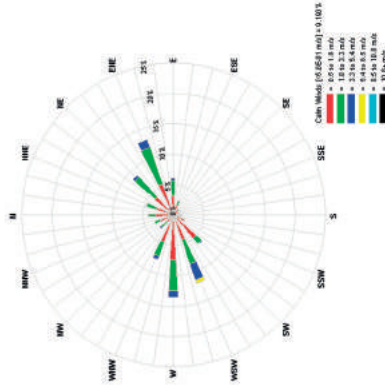
Rysunek 20

Mediana oraz I i III kwartył kierunku wiatru na wybranych stacjach drogowych TRAX, stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach oraz stacji zlokalizowanej ponad dachem budynku w Ogródku Botanicznym dla różnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia

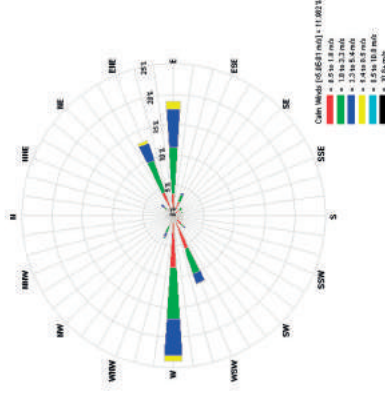
2.7. Związek prędkości wiatru i cyrkulacji atmosfery z występowaniem podwyższonych stężeń zanieczyszczeń

Znaczenie wiatru w ograniczaniu wielkości emisji zanieczyszczeń jest powszechnie znane – im większa prędkość wiatru, tym większa możliwość poziomej dyspersji zanieczyszczeń powietrza i mniejsza ich kumulacja w pobliżu emitora. Jednakże w przypadku rozległej, wklęsłej formy terenu, jaką stanowi dolina Wisły w Krakowie, wzrost prędkości wiatru nie powoduje natychmiastowej zmiany warunków. Skuteczna wymiana powietrza między miastem a jego otoczeniem wymaga pewnego czasu, a jej tempo zależy od kierunku i prędkości wiatru. Nie jest to także proces liniowy,

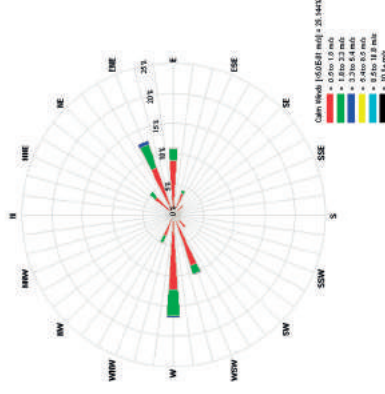
AGH, ul. Kawłory



UJ, ul. Gronostajowa



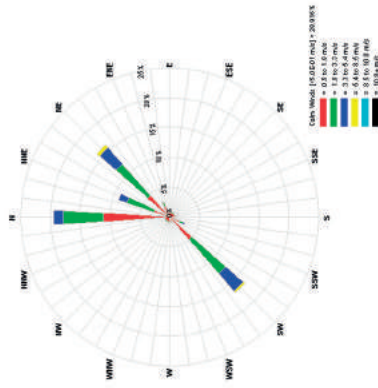
UJ, Ogród Botaniczny



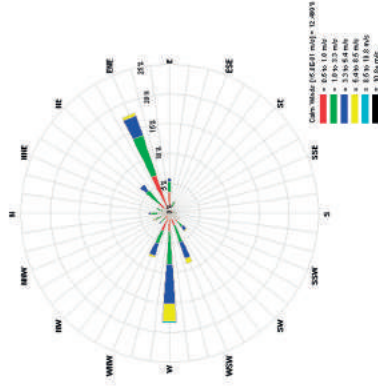
Rysunek 21

Róże wiatru z pomiarów zlokalizowanych na dachach budynków (wysokość około 20 m) z okresu 1.01-27.08 2013 roku

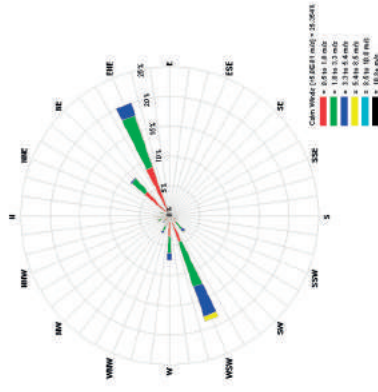
R40
Powstańców Śląskich



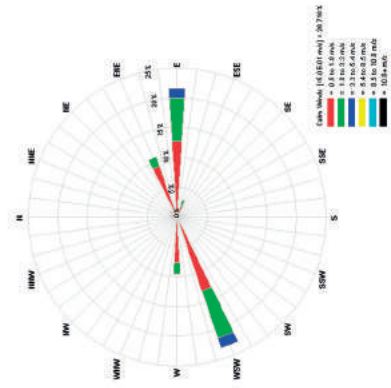
R43
Bociewna/Pollanki



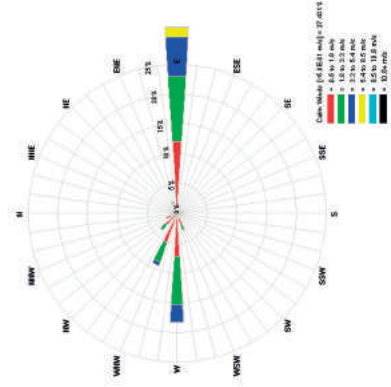
R47
Opolska/Wyki



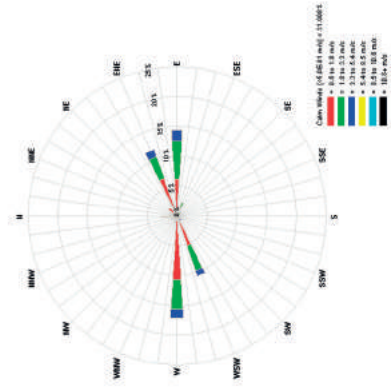
R48
Powstańców/Strzelców



R58
Rondo Polśnadu



R60
Zielna/Monte Cassino



Rysunek 22

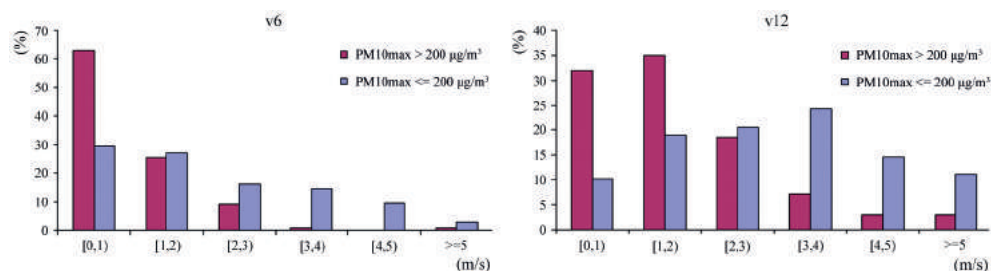
Różne wiatru na wybranych stacjach drogowych TRAX z okresu 1.01-27.08 2013 roku; wybrano stacje, na których pomiary wiatru były silnie skorelowane ($r > 0,8$) z pomiarami n a co najmniej trzech innych stacjach

gdyż przy wietrze poza miastem poniżej 3 m/s (jest to szacowana wartość progowa) wymiana powietrza niemal nie zachodzi. W przypadku dużych prędkości wiatru, dodatkowo wzmaga się mieszanie pionowe wywoływane przez interakcję wiatru z elementami szorstkości, co może znacząco wpływać na zmniejszenie stężeń zanieczyszczeń przy powierzchni ziemi.

Znaczenie prędkości wiatru dla występowania epizodów smogowych pokazuje przykładowa analiza stężeń pyłu zawieszonego PM_{10} ze stacji komunikacyjnej na Alejach Krasińskiego w Krakowie, przeprowadzona dla okresu z dużą emisją zanieczyszczeń z systemów grzewczych (od listopada do lutego) z lat 1997 i 1998 [Godłowska 2004]. Obserwowane stężenia godzinne PM_{10} są silnie ujemnie skorelowane z prędkością wiatru w Krakowie-Balicach ($r \approx -0,45$), co oznacza wyraźny spadek stężeń przy wzroście prędkości wiatru. Wynik ten znalazł potwierdzenie w opracowaniach dotyczących innych sezonów grzewczych i innych stacji w Krakowie [Godłowska, Tomaszewska 1999, 2000].

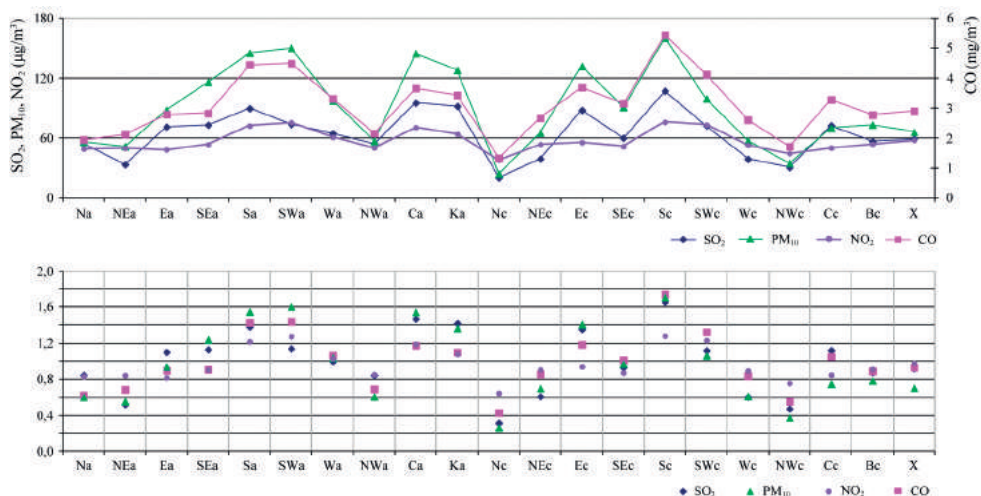
Wspomniana prawidłowość jest wyraźna, gdy podzielimy, maksymalne dla doby, średnie 1-godzinne stężenia PM_{10} na dwie grupy – większe i mniejsze od $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (liczność grup odpowiednio 97 i 136) – i porównamy je z prędkościami wiatru ze stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach. Histogramy zależności stężeń od prędkości wiatru przedstawione na rysunku 23 pokazują, że ponad 60% maksymalnych stężeń godzinowych PM_{10} wystąpiło w dniach, kiedy o 6:00 UTC na stacji synoptycznej występowała cisza wiatrowa, a o 12:00 UTC prędkość wiatru była niższa niż 2 m/s.

Prędkość wiatru w Krakowie, jak zostanie to szerzej omówione w rozdziale 4.3, jest uzależniona od kierunku napływu mas powietrza i rozkładu ciśnienia. Ten fakt może być jedną z przyczyn istotnego związku stężeń zanieczyszczeń z typem cyrkulacji atmosfery. Porównanie kilkudziesięciu systemów klasyfikacyjnych cyrkulacji atmosfery w kontekście ich zdolności do różnicowania istotnych zdarzeń środowiskowych, przykładowo takich jak: występowanie powodzi i susz, fal upałów czy epizodów smogowych, było jednym z efektów prac podjętych w ramach akcji COST733 *Harmonisation and Applications of Weather Types Classifications for European Regions* [Demuzere i in. 2008; Tveito i in. 2016].



Rysunek 23

Porównanie zależności maksymalnych dobowych stężeń 1-godzinnych pyłu zawieszonego PM_{10} (osobno dla dwóch grup stężeń $PM_{10} \leq 200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ i $PM_{10} > 200 \mu\text{g}/\text{m}^3$), zmierzonych na stacji komunikacyjnej na Alejach Krasińskiego w Krakowie w okresie I, II, IX i XII 1997 i 1998 roku, od prędkości wiatru mierzonej w dwóch terminach – 6:00 (lewa grafika) i 12:00 UTC (prawa grafika) – na stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach [za Godłowska 2004]



Rysunek 24

Porównanie średnich stężeń pyłu zawieszonego PM_{10} , tlenku węgla CO, dwutlenku azotu NO_2 i dwutlenku siarki SO_2 , mierzonych na stacji komunikacyjnej na Alejach Krasińskiego w Krakowie w okresie od listopada do lutego 1994-1999 dla różnych typów cyrkulacji klasyfikacji Niedźwiedzia (na górze); na dolnym wykresie przedstawiono średnie PM_{10} , CO, NO_2 i SO_2 dla poszczególnych typów cyrkulacji, znormalizowane przez średnie obliczone ze wszystkich danych

Przydatność różnych systemów klasyfikacyjnych do różnicowania stężeń zanieczyszczeń w Polsce została wyczerpująco przedstawiona w pracy Godłowskiej i Tomaszewskiej [2010]. Porównano w niej systemy klasyfikacji typów cyrkulacji opracowane przy użyciu różnych obiektywnych metod, m.in. analizy składowych głównych PCA, analizy skupień czy analizy opartej na wartościach progowych z powszechnie stosowanymi klasyfikacjami subiektywnymi, takimi jak Lamb Weather Classification [Lamb 1950], Grossweterlage [Hess, Brezowsky 1952; James 2007], czy polska klasyfikacja Niedźwiedzia [1981]. Wspomniane kategoryzacje subiektywne bardzo dobrze różnicują poziom stężeń dobowych PM_{10} , NO_2 , SO_2 i CO w Krakowie. W przypadku klasyfikacji Niedźwiedzia niekoniecznie jest to związane wyłącznie z różnicowaniem prędkości wiatru, gdyż czynniki cyrkulacyjne opisywane tym systemem mają również wpływ na stratyfikację termiczną warstwy granicznej atmosfery. Nieco gorsze wyniki w tym zakresie, ale także wyróżniające ją z pozostałych typologii, daje zobiektywizowana wersja klasyfikacji Lityńskiego LITTC [Pianko-Kluczyńska 2007]. Na rysunku 24 przedstawiono wyniki analizy średnich dobowych stężeń PM_{10} , SO_2 , CO i NO_2 ze stacji komunikacyjnej na Alejach Krasińskiego w Krakowie w miesiącach listopad-luty z lat 1994-1999. Ilustruje on wartości średnich z tego okresu dla poszczególnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia (górnny wykres) oraz średnie dla poszczególnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia, znormalizowane przez średnie dla całego okresu czasu i wszystkich typów cyrkulacji łącznie (dolny wykres). Przedstawiona analiza wskazuje na istotną rolę warunków cyrkulacyjnych w kształtowaniu jakości powietrza w Krakowie. Najwyższe stężenia zanieczyszczeń występują dla typów antycyklonalnych ze spływem z południa i południowego zachodu Sa i SWa, klina

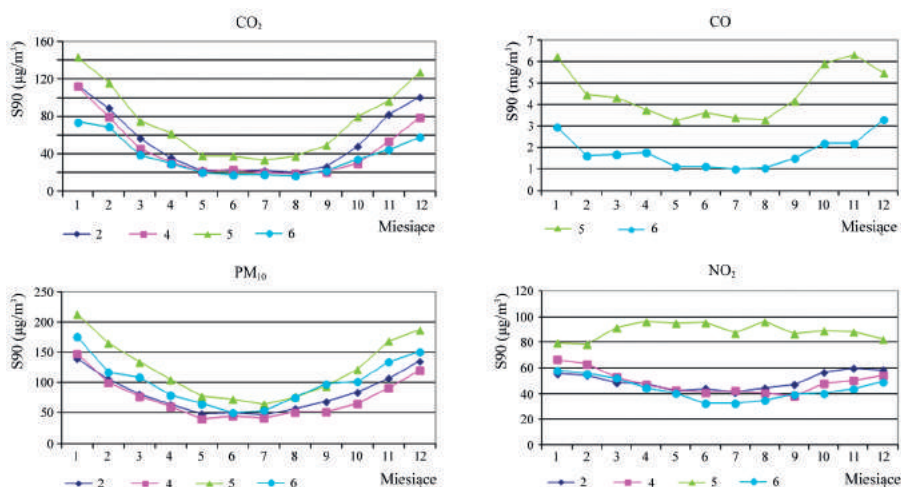
i centrum wyżu Ka i Ca – szczególnie istotnych dla dwutlenków siarki i azotu – oraz typu cykonalnego ze splywem z południa Sc.

Podobne zależności można zaobserwować dla klasyfikacji typów cyrkulacji atmosfery autorstwa Lityńskiego. Jest to liczbowa kategoryzacja oparta na wartościach współczynników cyrkulacji równoleżnikowej i południkowej w obszarze 40°-65°N i 0°-35°E oraz wartościach ciśnienia w Warszawie. Zawiera ona osiem klas zależnych od kierunku splywu dla sytuacji ciśnieniowej antycykonalnej (A), cykonalnej (C) i zerowej (0) oraz trzy klasy (A, C, 0) dla sytuacji z zerową wartością obu współczynników cyrkulacji strefowej, co daje razem dwadzieścia siedem klas.

W wyniku analizy danych z okresu 1994-1999 z czterech stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie – stacji zlokalizowanej w północnej części miasta (Krowodrza), południowej (Prokocim), na wschód od miasta (Nowa Huta) oraz w centrum (Aleje Krasińskiego) – otrzymano wyraźny obraz zależności częstotliwości występowania epizodów podwyższonych stężeń od typu cyrkulacji [Godłowska 2008].

Za dni z podwyższonymi stężeniami uznano takie, dla których zaobserwowano przekroczenie 90 percentyla, obliczonego osobno dla każdego miesiąca dla poszczególnych stacji i zanieczyszczeń (rys. 25). Zwraca uwagę odmienny roczny przebieg 90-tego percentyla stężeń NO₂ na stacji komunikacyjnej, z maksimum obserwowanym w lecie, wskazujący na potencjalne zagrożenie dla jakości powietrza jakie stwarza emisja komunikacyjna.

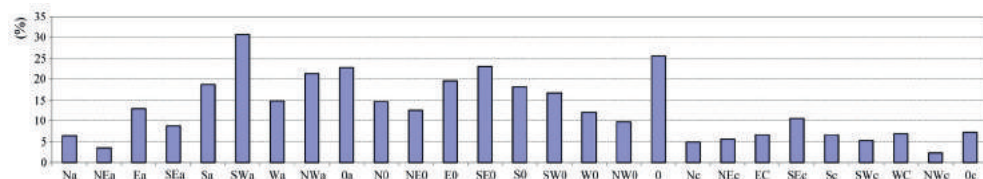
Ostatecznie za epizody podwyższonych stężeń uznano sytuacje, kiedy przekroczenia 90 percentyla dotyczyły co najmniej dwóch zanieczyszczeń, przynajmniej na dwóch stacjach. Obserwowanie podobnych efektów dla ogółu punktów pomiarowych pozwala wyciągać wnioski dotyczące całego miasta. W ten sposób unika się wpływu lokalnych niejednorodności emisji na zwiększenie



Rysunek 25

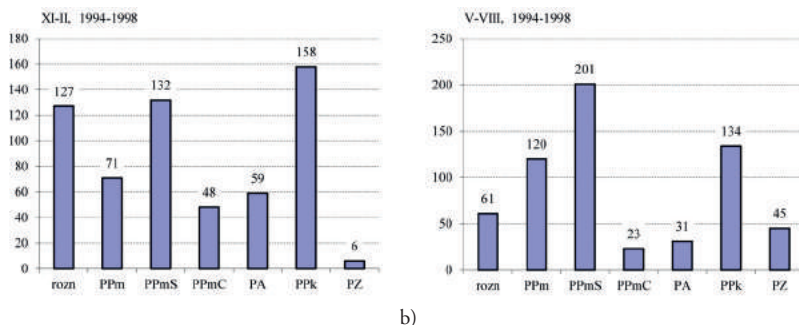
Roczny przebieg 90 percentyla stężeń dobowych S90 obliczanych dla poszczególnych miesięcy okresu 1994-1999; stacje: nr 2 – Szpital Jana Pawła II, nr 4 – Prokocim, nr 5 – Aleje Krasińskiego, nr 6 – Nowa Huta

stężeń przy danym kierunku spływu na pojedynczej stacji. Rozkłady liczebności typów cyrkulacji Lityńskiego w grupach z i bez epizodów podwyższonych stężeń dla całego roku istotnie się różnią (rys. 26). Wskazuje to na wyraźny związek typu cyrkulacji z prawdopodobieństwem wystąpienia epizodów podwyższonych stężeń. Procentowy udział takich sytuacji dla poszczególnych typów cyrkulacji Lityńskiego potwierdza, że występowaniu epizodów sprzyjają głównie typy SWa i 000.



Rysunek 26

Procentowy udział sytuacji z epizodami podwyższonych stężeń dla różnych typów cyrkulacji Lityńskiego (styczeń-grudzień 1994-1999)

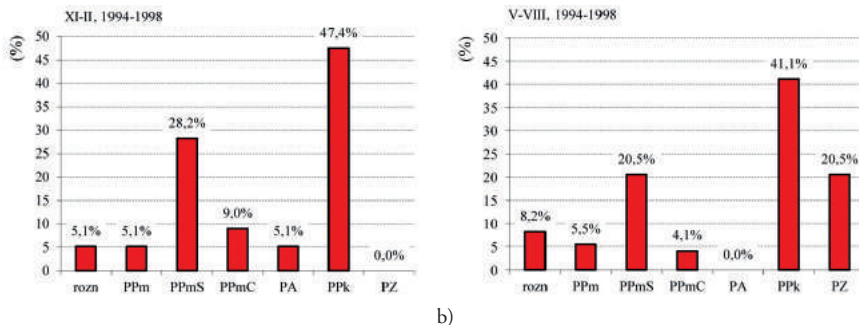


a)

b)

Rysunek 27

Liczebności różnych mas powietrza dla chłodnej (a) i ciepłej (b) pory roku wyznaczone dla lat 1994-1998; oznaczenia: PPm – powietrze polarne morskie, PPmS – powietrze polarne morskie stare, PPmC – powietrze polarne morskie ciepłe, PA – powietrze arktyczne, PPk – powietrze polarne kontynentalne, PZ – powietrze zwrotnikowe, rozn – różne masy powietrza dla danej doby

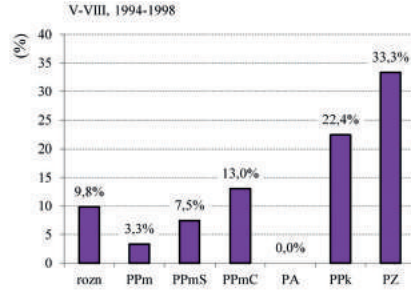
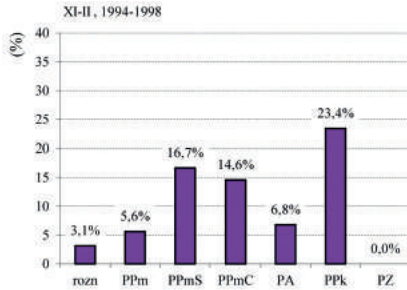


a)

b)

Rysunek 28

Procentowy udział epizodów podwyższonych stężeń dla chłodnej (a) i ciepłej (b) pory roku wyznaczone dla lat 1994-1998; oznaczenia jak na rysunku 27



a)

b)

Rysunek 29

Procent dni z epizodami podwyższonych stężeń dla poszczególnych mas powietrza dla chłodnej (a) i ciepłej (b) pory roku wyznaczone dla lat 1994-1998; oznaczenia jak na rysunku 27

Oprócz zależności od typu cyrkulacji, widoczny jest także związek częstotliwości występowania podwyższonych stężeń z rodzajem mas napływającego powietrza [Godłowska 2004, 2008]. Analizując zależność występowania podwyższonych stężeń zanieczyszczeń od rodzaju masy powietrza [Niedźwiedz 2013] – osobno dla miesięcy od listopada do lutego oraz od maja do sierpnia – zaobserwowano nieco inne prawidłowości dla ciepłej i chłodnej pory roku. Na rysunku 27 przedstawiono histogramy licznosci mas powietrza dla tych grup miesięcy w okresie 1994-1998, natomiast rysunek 28 obrazuje procentowy udział mas powietrza dla epizodów podwyższonych stężeń. Wyraźnie widać, że epizody z podwyższonymi stężeniami zanieczyszczeń obserwuje się głównie przy napływie powietrza polarnego kontynentalnego (PPk) – ponad 40% – oraz powietrza polarnego morskigo starego (PPmS) – ponad 20%. Różnica między ciepłą i chłodną porą roku dotyczy powietrza zwrotnikowego (PZ), dla którego często obserwowane są wysokie stężenia zanieczyszczeń w ciepłej porze roku, co wyraźnie widać na rysunku 29. W porze ciepłej jedną trzecią dni z PZ stanowią dni z epizodami podwyższonych stężeń, podczas gdy w zimie napływ PZ nie wiązał nigdy się z podwyższeniem stężeń. Poza PZ w obu analizowanych okresach czasu najczęściej epizody podwyższonych stężeń występowały w masie PPk – dni z epizodami stanowiły ponad 20% dni z PPk.

3. STRATYFIKACJA TERMICZNA

Stratyfikację termiczną w warstwie granicznej atmosfery kształtują różnorodne procesy związane ze specyfiką wymiany energii w pobliżu granicy ośrodków ziemia (woda) – powietrze. Wspomniane ośrodki mają różne właściwości absorpcji i dystrybucji energii, której podstawowym źródłem jest promieniowanie słoneczne. Te właściwości determinują zmienność dobową i roczną stratyfikacji termicznej atmosfery i są przyczyną typowego zachowania z występowaniem chwiejnej równowagi atmosfery w dzień i stałej w nocy.

Dla krótkofalowego promieniowania słonecznego czyste powietrze jest przepuszczalne. Na proces transportu tego promieniowania mają jednak wpływ para wodna, inne gazy cieplarniane i aerozole, powodując jego pochłanianie i rozpraszanie, zmniejszając tym samym dopływ energii do powierzchni ziemi. Większość promieniowania krótkofalowego, bezpośredniego lub rozproszonego, dociera jednak do powierzchni ziemi lub wody, które są głównymi ośrodkami odbioru energii słonecznej. Z tych dwóch ośrodków ziemia jako ciało stałe ma mniejszą pojemność cieplną i możliwość dystrybucji energii, co prowadzi do jej szybkiego i czasem znacznego nagrzania w ciągu dnia i ochłodzenia w nocy. Energię tą oddaje ziemia trzema strumieniami ciepła: do gruntu, jawnym i utajonym oraz przez wypromieniowanie promieniowania długofalowego. W pracach Godłowskiej [2005a, b] przedstawiono wyniki pomiarów strumienia ciepła jawnego w Krakowie oraz zweryfikowano sprawdzalność różnych metody modelowania tego parametru.

Różnica w tempie ochładzania się ziemi oraz powietrza jest przyczyną powstania inwersji temperatury, kiedy przylegające do powierzchni ziemi powietrze, wskutek kontaktu z nią, jest zimniejsze niż to zalegające powyżej. Oddawanie energii z powierzchni ziemi w postaci promieniowania długofalowego dominuje nocą, będąc przyczyną tworzenia się inwersji z wypromieniowania, najsilniejszych dla nocy bezchmurnych i bezwietrznych. Przy wystąpieniu inwersji mamy do czynienia ze stałą równowagą atmosfery. Termin ten oznacza, że „cząstka” powietrza wytracona z położenia równowagi będzie do niego samorzutnie wracać – uniesiona w górę stanie się zimniejsza od otoczenia i będzie miała tendencję do ruchu w dół, jeśli zaś zostanie wypchnięta w dół będzie cieplejsza od otoczenia, co wymusi jej ruch w górę. Tworzenie się warstw inwersyjnych w kotlinach jest wzmagane przez, termodynamicznie uwarunkowany, ruch zimnego powietrza w dół wzdłuż stoków. Ten właśnie efekt ma wpływ na dużą, jak na miasto, częstotliwość występowania przygruntowych inwersji temperatury w Krakowie.

Równowaga chwiejna towarzyszy procesowi konwekcji. Konwekcję wywołuje szybsze nagrzanie ziemi niż powietrza, co powoduje, że cieplejsze powietrze zalegające na dole unosi się do góry. O ile w nocy procesem dominującym w dystrybucji energii jest utrata ciepła przez wypromieniowanie, to w dzień dominuje utrata energii poprzez strumienie ciepła. Za transport ciepła do gruntu

odpowiedzialne jest przewodnictwo ciepłe gruntu, zaś za transport energii z nagrzanej powierzchni do powietrza odpowiadają strumienie ciepła jawnego i utajonego związanego z transportem pary wodnej. Głównym mechanizmem transportu w tym przypadku jest konwekcja, czyli ruch powietrza związany z termiczną turbulencją.

W czasie silnego wiatru zachodzi wyrównywanie profilu temperatury przez mechaniczną turbulencję. Następuje wtedy, w obecności elementów szorstkości na powierzchni ziemi, zamiana energii postępowej wiatru w energię kinetyczną turbulencji, co wiąże się także ze zwiększeniem składowej pionowej wiatru. Mechaniczna turbulencja jest tylko jednym z kilku procesów wywołujących obojętną równowagę atmosfery. Mamy z nią do czynienia nie tylko w czasie silnego wiatru (tzw. równowaga obojętna wiatrowa), ale także w czasie opadu (tzw. równowaga obojętna opadowa) oraz wtedy, gdy w powietrzu obserwujemy niezmienną się wraz z wysokością temperaturę potencjalną (tzw. równowaga obojętna termiczna) – najczęściej w okolicy przejścia porannego (z inwersji do konwekcji) lub wieczornego (z konwekcji do inwersji) [Godłowska, Walczewski 1998].

Przedstawione powyżej uwarunkowania wymuszają specyficzną zmienność dobową i roczną stratyfikacji termicznej atmosfery, związaną z dobową i roczną zmiennością dopływu energii promieniowania słonecznego.

Wszystkie elementy biorące udział w procesie absorpcji i dystrybucji energii, czyli ziemia, woda, powietrze, para wodna, chmury i aerozole, a także adwekcja chłodnych lub ciepłych mas powietrza oraz procesy osiadania w systemach wyżowych, wpływają na modyfikację przedstawionego wyżej schematu z konwekcją i równowagą chwiejną w ciągu dnia oraz inwersją i równowagą stałą w nocy. Adwekcja ciepła sprzyja tworzeniu się inwersji, a napływ chłodnego powietrza może powodować powstanie nocnych konwekcji. Obecność chmur i aerozoli tworzy warunki utrudniające powstawanie konwekcji i inwersji. Dodatkowym elementem modyfikującym jest produkcja ciepła antropogenicznego, która sprzyja chwiejności atmosfery, a pochłanianie promieniowania słonecznego przez ściany budynków (ang. *storage*) może modyfikować zmienność dobową stratyfikacji termicznej. Niemniej jednak przedstawiony obraz zależności w dużym stopniu determinuje fakt zdecydowanej przewagi okresów ze stałą równowagą atmosfery w zimie i w nocy. W tej porze roku zdarzają się sytuacje, w których dopływ promieniowania słonecznego jest na tyle mały, że nie jest w stanie zmienić w ciągu dnia równowagi stałej atmosfery w chwiejną i przygruntowe warstwy inwersyjne mogą się utrzymywać nieprzerwanie przez kilka dni. Często sytuacja taka występuje w systemach wyżowych, gdzie procesy osiadania dodatkowo sprzyjają występowaniu inwersji temperatury, a niskie prędkości wiatru ograniczają mechaniczne mieszanie pionowe powietrza.

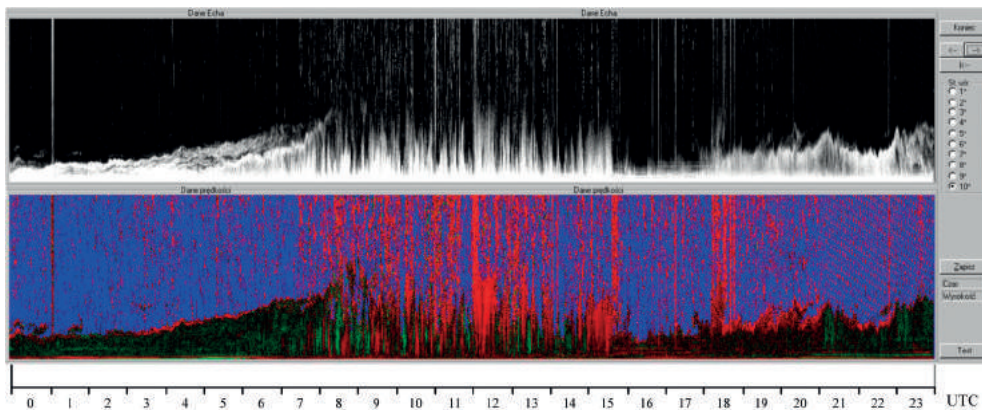
Liczne źródła emisji liniowej (komunikacyjne), powierzchniowej (emisja niezorganizowana) i punktowej (źródła przemysłowe) są niejednorodnie rozmieszczone w UBL. Warunki panujące w tej warstwie mogą wpływać, w mniejszym lub większym stopniu, na proces częściowej homogenizacji zanieczyszczeń. Homogenizacji sprzyja zwłaszcza chwiejna równowaga atmosfery. Ruchy konwekcyjne prowadzą do rozprowadzania wewnątrz warstwy mieszania zanieczyszczeń emitowanych na różnych wysokościach. Prowadzi to m.in. do ściągania w dół zanieczyszczeń z kominów systemów grzewczych i wynoszeniu w górę zanieczyszczeń komunikacyjnych.

Z kolei obecność inwersji wzniesionych prowadzi do odcinania zanieczyszczeń emitowanych ponad te warstwy – najczęściej z wysokich emitorów – oraz stanowi barierę dla transportu pionowego zanieczyszczeń emitowanych poniżej. Ze względu na to, że wysokość podstawy warstw wzniesionych najczęściej przekracza 100 m, zazwyczaj dotyczy to całej emisji niezorganizowanej, komunikacyjnej oraz większości emitorów punktowych. Z punktu widzenia prognozowania występowania epizodów smogowych ważne jest więc określenie, czy i w jakim stopniu struktura UBL wpływa na zwiększenie wysokości emisji zanieczyszczeń.

3.1. Badania stratyfikacji termicznej warstwy granicznej atmosfery w Krakowie

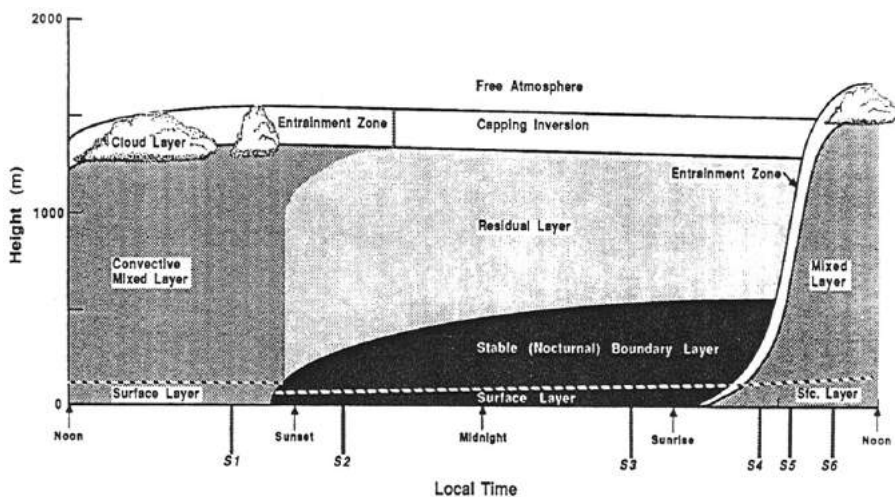
Rys historyczny badań stratyfikacji termicznej miejskiej warstwy granicznej (UBL) w Krakowie został wyczerpująco przedstawiony w monografii *Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad miastem na przykładzie Krakowa* [Walczewski 1994]. Początkowo obserwacje tego parametru prowadzono z wykorzystaniem stacji meteorologicznych zlokalizowanych na różnych wysokościach albo przy pomocy sondażu balonowych. Wadą tych pierwszych [Milata 1959] była znaczna odległość przestrzenna (około 10 km) obu lokalizacji – pomiary temperatury wykonano w Krakowie (wysokość 228 m n.p.g.) i Libertowie (wysokość 315 m n.p.g.). Wadą drugich, prowadzonych przez Michalczewskiego i Parczewskiego w roku 1962 na terenie Instytutu Fizyki Jądrowej, była ich mała rozdzielczość czasowa – większość sondażu balonowych (149 z 223) wykonano o godzinie 6 UTC. Podobne ograniczenie małej reprezentatywności czasowej miały, wykonywane w latach 70. XX wieku, samolotowe badania zmienności pionowej temperatury powietrza prowadzone przez Morawską-Horawską [1978] oraz balonowe sondáže atmosfery prowadzone w lutym 1984 roku w ramach eksperymentu MONAT 84. Jednakże, choć trudno na podstawie tak wrywkowych danych ocenić zmienność dobową i roczną stratyfikacji termicznej, a tym bardziej trudno wykorzystać te dane do oceny zmienności stratyfikacji termicznej Krakowa na przestrzeni lat, wczesne badania pokazały pewne charakterystyczne cechy UBL w Krakowie. Stwierdzono istnienie licznych inwersji wzniesionych oraz utrzymywanie się przygruntowych inwersji nie tylko w nocy, ale także w dzień. Średnią wysokość przygruntowych warstw inwersyjnych w Krakowie najczęściej szacowano na około 200 m.

Nowy rozdział w badaniu UBL został zainicjowany na początku lat 80. XX wieku przez Jacka Walczewskiego. Z jego inspiracji powstały polskie prototypy urządzeń teledetekcyjnych do monitorowania stanu atmosfery – sodary. Jest to urządzenie emitujące falę dźwiękową o ściśle określonych parametrach, a następnie odbierające i analizujące widmo fal akustycznych odbite od niejednorodności termicznych w obrębie warstwy granicznej. Niewątpliwą zaletą sodarów jest możliwość ciągłej rejestracji struktur termicznych. Analiza echa sodarowego pozwala uzyskać informację o stanie równowagi atmosfery i głębokości warstwy mieszania, chociaż nie daje informacji o pionowej zmienności temperatury. Typowy obraz zmienności dobowej stratyfikacji termicznej UBL uzyskany z sodaru, z konwekcją w ciągu dnia i inwersją w nocy przedstawiono na rysunku 30.



Rysunek 30

Obraz struktur termicznych zarejestrowany przy użyciu sonaru SAMOS-4C 10 kwietnia 2004 roku; inwersja dolna od 0:00 do 5:30 UTC, konwekcje pod warstwą wzniesioną od 5:30 do 8:30, okres swobodnych konwekcji od 8:30 do 15:30, równowaga obojętna od 15:30 do 18:00 i od 18:00 ponownie inwersja dolna; wschód słońca 4:55 UTC, zachód – 18:27 UTC



Rysunek 31

Struktura warstwy granicznej atmosfery ABL: silnie turbulentna warstwa mieszana z konwekcją obecna w ciągu dnia (ang. *Convective Mixed Layer*), obecna w nocy warstwa inwersji dolnej (ang. *Stable Boundary Layer*) oraz słabo turbulentna warstwa pozostałości ponad warstwą inwersyjną (ang. *Residual Layer*) [za Stull 1988]

Jest on zbieżny z poglądowym obrazem charakteryzującym przemiany zachodzące w ciągu doby w warstwie granicznej atmosfery (rys. 31) zaprezentowanym przez Stulla [1988].

Dzięki inicjatywie i staraniom prof. Walczewskiego na stacji IMGW w Krakowie-Czyżynach (rys. 32), w miejscu obecnej siedziby Muzeum Lotnictwa Polskiego, prowadzono od wczesnych lat 80. teledetekcyjny monitoring warstwy granicznej atmosfery (ang. *Atmospheric Boundary Layer ABL*) [Walczewski 1999].

Jedną z kolejnych wersji sodaru pionowego – SAMOS-4C [Zarębski 1994] – w sposób ciągły monitorowała ABL w latach 1993-2006, dając w rezultacie jednolitą kilkunastoletnią serię pomiarową. Górnym pułapem rejestracji było 1 000 m. Łatwe do rozpoznania cechy charakterystyczne konwekcji i inwersji pozwoliły na wiarygodne określenie stanu równowagi atmosfery. Nieco trudniejsza była ocena wysokości struktur, ponieważ obecność tła akustycznego wpływa na pogorszenie czytelności obrazu sodarowego i może utrudniać prawidłową ocenę, a konieczność jego interpretacji przez człowieka prowadzi do nieuniknionych różnic. Niemniej jednak w większości przypadków obraz jest na tyle wyraźny, że różnice w ocenie wysokości nie powinny przekraczać 50 m. Eksperymenty z balonem na uwięzi prowadzone w ramach Akcji COST-715 *Meteorology Applied to Urban Air Pollution Problems* [Fisher i in. 2005] wykazały bardzo wysoką zgodność określania wysokości inwersji dolnej i konwekcji nakrytych warstwą wzniesioną przy porównaniu danych z sodaru SAMOS-4C z danymi uzyskanymi z profili pionowych temperatury potencjalnej [Godłowska, Tomaszewska 2005]. Wadą sodarów jest emisja dźwięku dużej mocy, która sprawia, że urządzenia te nie mogą znajdować się w bezpośredniej bliskości siedzib ludzkich ze względu na uciążliwość akustyczną.

Opracowanie metodyki kodowania danych sodarowych [Walczewski i in. 1987] i jej udoskonalanie w latach następnych [Dębicka 1999] doprowadziło do powstania jednorodnej bazy danych cyfrowych, zawierającej m.in. informacje o średniej i maksymalnej wysokości ech konwekcyjnych, średniej wysokości wierzchołka warstwy dolnej i średniej wysokości podstawy warstwy wzniesionej z krokiem jednogodzinnym. Pozwoliło to na badanie związków pomiędzy stanem warstwy a wielkością emisji zanieczyszczeń [Godłowska, Tomaszewska 2000].



Rysunek 32

Centralna Stacja Obserwacyjna w Krakowie-Czyżynach – widok z 2002 roku [fot. Krystyn Orkisz]

3.2. Dobowa i roczna zmienność stratyfikacji termicznej warstwy granicznej Krakowa

Wieloletnie, ciągle pomiary teledetekcyjne atmosfery z użyciem sodaru pozwoliły precyzyjnie określić charakterystykę zmienności dobowej i rocznej stratyfikacji termicznej dla Krakowa. Po wyłączeniu godzin z obojętną równowagą atmosfery, wywołaną wiatrowym mieszaniem mechanicznym albo opadem, analizie poddano wyłącznie te dni, w których było co najmniej dwadzieścia godzin z czytelnym obrazem sodarowym – bez opadu bądź wiatru o prędkości większej niż 4 m/s. Statystykę danych i uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 3.

Czas średniej dobowej obecności inwersji i konwekcji zmienia się w cyklu rocznym (rys. 33):

- inwersja – od 10 h w czerwcu do ok. 20 h w grudniu i styczniu;
- konwersja – od poniżej 3 h w grudniu i styczniu do ponad 10 h w okresie maj-lipiec.

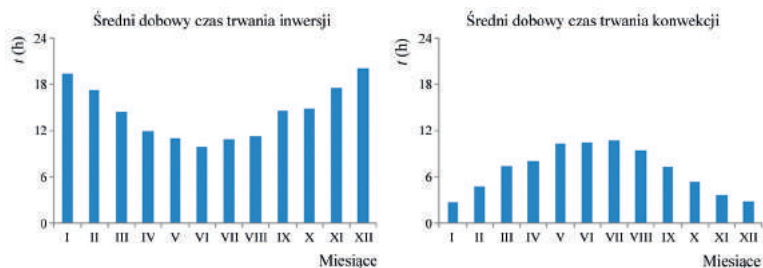
Obserwowana jest również, chociaż znacznie mniej wyraźna, zmienność roczna wysokości obserwowanych struktur (rys. 34). Średnia wysokość przygruntowych inwersji dla większości miesięcy jest podobna i wynosi nieco ponad 300 m, przy czym w czerwcu, lipcu i sierpniu wyraźnie się obniża – do około 250 m. Z kolei w przypadku konwekcji, średnia dobowa wysokość na poziomie około 350 m występuje w okresie od kwietnia do sierpnia, następnie stopniowo się obniża aż do najniższych wartości <200 m w grudniu i styczniu. W miesiącach zimowych mamy do czynienia z długotrwałym utrzymywaniem się przygruntowych inwersji. Jednocześnie można zauważyć, że w grudniu i styczniu, kiedy inwersje utrzymują się przez około 20 h, śred-

Tabela 3

Charakterystyki struktur termicznych obserwowanych na sodarze SAMOS-4C, opracowane na podstawie danych z lat 1994-1999 spełniających następujące kryteria: dni z przynajmniej dwudziestoma godzinami z czytelnym obrazem sodarowym bez opadu bądź wiatru o prędkości większej niż 4 m/s

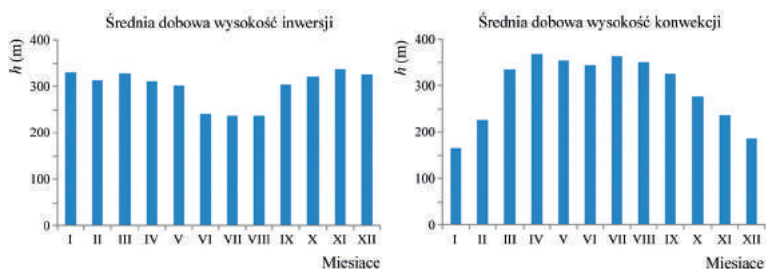
Miesiące	N_{dni}	%	t_k (h)	h_k (m)	t_{wd} (h)	h_{wd} (m)	t_{ww} (h)	h_{ww} (m)
I	67	36	2,8	166	19,4	330	14,9	365
II	79	46	4,8	226	17,3	313	12,6	337
III	97	52	7,4	334	14,5	328	11,1	348
IV	83	55	8,1	367	11,9	309	10,8	320
V	96	62	10,3	354	11,0	302	12,1	322
VI	101	67	10,5	344	10,0	242	12,3	306
VII	73	47	10,7	363	10,8	237	11,7	272
VIII	57	37	9,4	349	11,3	236	13,1	290
IX	44	29	7,3	326	14,6	303	14,2	343
X	64	41	5,4	277	14,8	321	14,5	354
XI	65	43	3,6	237	17,5	338	13,8	364
XII	29	19	2,8	185	20,1	326	14,5	371

Oznaczenia: N_{dni} – liczba dni spełniających zadane kryteria, % – udział dni spełniających zadane kryteria, t – średnia liczba godzin w ciągu doby oraz h – średnia wysokość dla: k – konwekcji, wd – inwersji dolnej, ww – najniższej inwersji wzniesionej



Rysunek 33

Roczna zmienność średniej dobowej liczby godzin z przygruntową inwersją i konwekcją dla Krakowa, uzyskana na podstawie danych z sodaru SAMOS-4C z lat 1994-1999

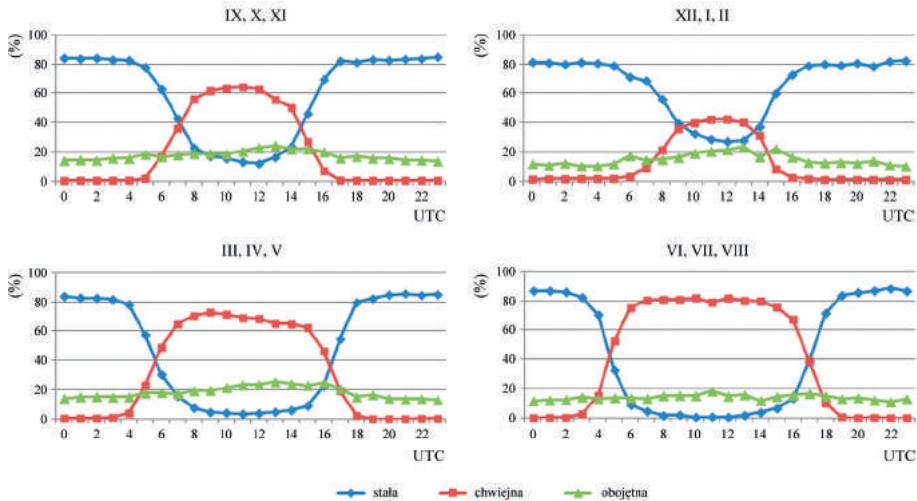


Rysunek 34

Roczna zmienność średniej wysokości przygruntowej inwersji i konwekcji dla Krakowa uzyskana, na podstawie danych z sodaru SAMOS-4C z lat 1994-1999

nia wysokość konwekcji nie przekracza 200 m. Przy średniej wysokości inwersji dolnych około 300 m, konwekcja, nawet jeśli występuje, przeważnie jest zbyt słaba, aby doprowadzić do całkowitej destrukcji przygruntowej inwersji.

Zmienność dobową częstotliwości występowania równowagi stałej towarzyszącej inwersji temperatury oraz chwiejnej związanej z obecnością konwekcji i obojętnej w ujęciu sezonowym przedstawiono na rysunku 35. W lecie częstość równowagi chwiejnej powyżej 50% obserwuje się w godzinach 6-17 UTC, przy czym w godzinach 7-16 UTC dotyczy ona około 80% przypadków. W zimie najwyższą, około 40%, częstość równowagi chwiejnej zaobserwowano w godzinach od 9 do 13 UTC. Wiosną okres z ponad 50% częstością występowania równowagi chwiejnej jest dłuższy (7-15 UTC) niż jesienią (8-14 UTC), a częstość jej występowania, osiągająca maksimum wynoszące ponad 70% około 9 UTC, o około 10% wyższa. W lecie i na wiosnę w godzinach dominacji równowagi chwiejnej częstość występowania równowagi stałej jest bliska zeru, natomiast jesienią sięga w takich godzinach 20%. Zima charakteryzuje się tym, że równowaga stała dla ponad 20% przypadków trwa nieprzerwanie przez całą dobę i tylko w godzinach od 9 do 14 UTC częstość inwersji jest mniejsza niż 50%. Częstość występowania równowagi obojętnej nieznacznie tylko zmienia się w cyklu sezonowym i dobowym, stanowiąc od 10 do 20% przypadków. Nieco większą częstość obserwuje się jesienią i wiosną oraz w godzinach około południowych.



Rysunek 35

Zmienność dobową i sezonową częstotliwości występowania różnych stanów równowagi atmosfery dla Krakowa uzyskana na podstawie danych z sodaru SAMOS-4C z lat 1994-1999

3.3. Związek stanu równowagi atmosfery i głębokości mieszania z jakością powietrza w Krakowie

Promieniowanie słoneczne przyczynia się do nagrzewania powierzchni ziemi. Jeśli dostarczonej energii jest dostatecznie dużo – powstaje konwekcja. Mamy wówczas do czynienia z chwiejną równowagą atmosfery i wydajnym mieszaniem pionowym powietrza. Im silniejsza konwekcja, tym większa wysokość warstwy mieszania, co sprzyja pionowemu rozproszaniu zanieczyszczeń wyemitowanych blisko powierzchni ziemi. Ze względu na obserwowany często znaczny wzrost prędkości wiatru wraz z wysokością (w obecności tkanki miejskiej zwłaszcza powyżej warstwy dachowej), pionowe mieszanie zanieczyszczeń wpływa nie tylko na zmniejszenie ich stężeń przy powierzchni ziemi, ale także zwiększa możliwość ich usunięcia poza obszar emisji.

W okresach bez dostępu promieniowania słonecznego szybsze ochładzanie się powierzchni ziemi powoduje powstawanie warstw inwersyjnych, a i w ich obrębie – stałej równowagi atmosfery. Ruchy pionowe powietrza są wtedy tłumione, a zanieczyszczenia wyemitowane blisko powierzchni ziemi nie są rozpraszane pionowo i przy słabym wietrze lub w ciszy wiatrowej może tam dochodzić do ich kumulacji.

Przedstawiony powyżej obraz procesów zachodzących w miejskiej warstwie granicznej ma istotne konsekwencje dla rozwoju epizodów smogowych w miesiącach zimowych. Dla każdego obszaru miejskiego kluczową rolę odgrywa w tym względzie struktura wysokościowa emisji, która wraz ze zmiennością stratyfikacji atmosfery i wiatrem wpływa na wysokość stężeń przypowierzchniowych. W przypadku Krakowa i jego okolic główną rolę odgrywają: emisja komunikacyjna

– o wysokości punktu emisji kilkadziesiąt centymetrów nad powierzchnią ziemi; komunalna – głównie z systemów grzewczych, dla której punkt emisji znajduje się najczęściej kilkadziesiąt centymetrów ponad dachami; przemysłowa – najczęściej z posadowionymi na ziemi kominami o wysokości przekraczającej kilkadziesiąt metrów.

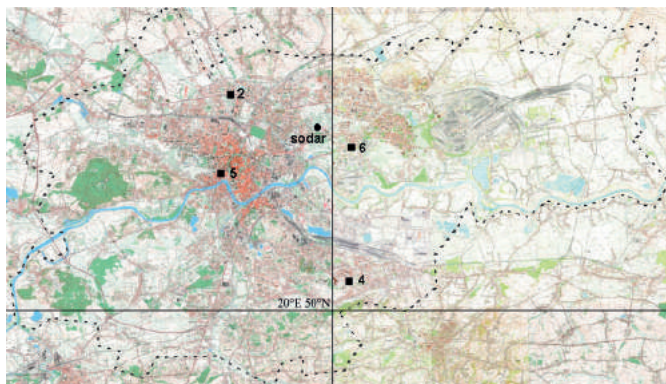
Przewaga źródeł emisji zlokalizowanych blisko powierzchni ziemi sprzyja rozwojowi epizodów smogowych w obecności inwersji. W okresach z niskimi prędkościami wiatru zanieczyszczenia takie nie są wydajnie rozprawdane – zarówno poziomo, jak i pionowo – i utrzymują się w obszarze bezpośredniego wpływu na ludzi do czasu depozycji na powierzchni ziemi.

Źródła emisji zlokalizowane tuż ponad dachami, na wysokości kilkunastu metrów, będą miały największy wpływ na stężenia przypowierzchniowe w okresach występowania słabych, niskich konwekcji nakrytych warstwą wzniesioną. Zanieczyszczenia ze źródeł grzewczych, bo o nich głównie mowa, mogą być przenoszone w pobliże ziemi także przy większych prędkościach wiatru. W przypadku emitorów nieznacznie wystających ponad dachy budynków, w obszarze cienia aerodynamicznego powstaje podciśnienie, które powoduje zasysanie zanieczyszczonego powietrza z góry i jego turbulencyjne mieszanie w obszarze za budynkiem [Canepa 2004]. Taki proces (ang. *building downwash*) zachodzi w szorstkościowo zakłóconym (ang. *wake interference flow*) lub izolowanym (ang. *isolated flow*) reżimie przepływu [Grimmond, Oke 1999] i zależy od prędkości wiatru oraz rozmieszczenia budynków względem kierunku wiatru.

Zanieczyszczenia wyemitowane z wysokich emitorów mają w równowadze stałej mniejszy wpływ na wysokość stężeń przy powierzchni ziemi niż w równowadze chwiejnej. Jeśli efektywna wysokość punktu emisji będzie wyższa niż wysokość warstwy inwersyjnej, to wyemitowane zanieczyszczenia będą odcinane przez tę warstwę, zaś wprowadzenie zanieczyszczeń na znacznej wysokości, ale w obrębie inwersji, spowoduje, że transport takich zanieczyszczeń w pobliże powierzchni będzie utrudniony.

Badania sodarowe prowadzone w Krakowie w latach 90. pozwoliły ustalić związek stanu równowagi atmosfery i głębokości mieszania z obserwowanym poziomem stężeń zanieczyszczeń [Godłowska i in. 2007]. Analizie poddano dane z okresu 1994-1999, dla którego dysponowano jednorodną bazą pomiarów sodarowych oraz wielkością emisji SO_2 , PM_{10} , NO , NO_2 i NO_x z sześciu stacji monitoringu jakości powietrza, a w przypadku CO – z trzech. Warunki jednorodności oraz kompletności serii pomiarowych zostały spełnione dla czterech punktów (rys. 36), chociaż w przypadku stacji w Nowej Hucie doszło do niewielkiej zmiany jej lokalizacji. Pomiarów sodarowe prowadzono w obszarze pomiędzy stacjami monitoringu jakości powietrza w Centralnej Stacji Obserwacyjnej w Krakowie-Czyżynach [Kaszowski, Walczewski 2004].

Ze względu na dużą zmienność roczną warstwy granicznej i emisji zanieczyszczeń, analizy oparto na danych z czterech miesięcy sezonu grzewczego – listopada, grudnia, stycznia i lutego – gdy częstotliwość inwersji, zarówno w nocy, jak i w dzień, zdecydowanie wzrasta. Dlatego, w celu poprawy równoliczności klas różnych rodzajów echa sodarowego i zminimalizowania wpływu dobowej zmienności emisji, uwzględniono dane z pomiarów wykonanych między 7 a 21 UTM. W celu wykazania istotności statystycznej uzyskanych wyników przeprowadzono



Rysunek 36

Rozmieszczenie stacji monitoringu jakości powietrza z seriami pomiarowymi spełniającymi warunki jednorodności i kompletności oraz lokalizacja pomiarów sodarowych w Centralnej Stacji Obserwacyjnej w Krakowie; stacje: nr 2 – Szpital Jana Pawła II, nr 4 – Prokocim, nr 5 – Aleje Krasińskiego, nr 6 – Nowa Huta

analizę wariancji (ANOVA) dla różnych zanieczyszczeń, dla czterech stacji monitoringowych z kompletnymi i jednorodnymi seriami pomiarowymi, traktując pomiary na różnych stacjach jako czynnik powtarzalnych pomiarów. Badano związek imisji zanieczyszczeń z klasą stabilności oraz klasami wysokości konwekcji, inwersji dolnych i inwersji wzniesionych. Sposób określania klasy stabilności na podstawie analizy obrazu sodarowego podano w tabeli 1b.

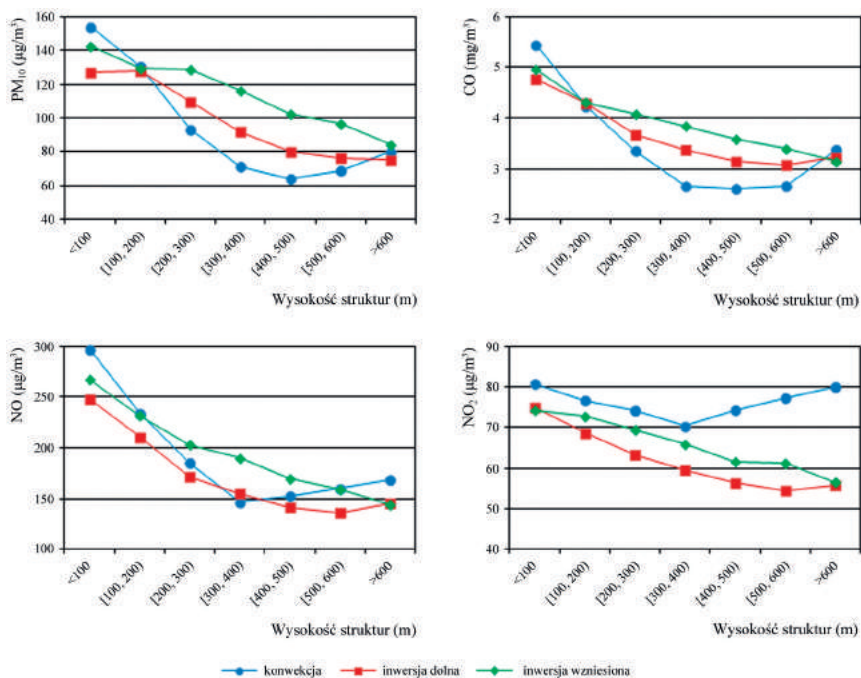
Dla wszystkich stacji i zanieczyszczeń stwierdzono, istotny statystycznie, spadek stężeń przy wzroście wysokości struktur obserwowanych na sodarze. Istotnie statystycznie okazały się również różnice stężeń dla różnych stanów równowagi atmosfery. Najbardziej niekorzystną klasą stabilności okazała się równowaga stała E. Ponadto dla SO_2 i PM_{10} klasą niekorzystną jest również równowaga słabo chwiejna C, zaś dla pozostałych, zwłaszcza dla CO, równowaga silnie stała F. Stosunkowo wysoka wartość średniej imisji dla sytuacji z opadem, głównie dla CO i NO, może świadczyć o mniejszym niż się powszechnie uznaje znaczeniu opadu (wymywanie) w ograniczaniu wysokości imisji. Dokładne rozpoznanie tego ogólnego wniosku wymaga dalszych badań. Zgodnie z oczekiwaniami, najniższe średnie imisji zaobserwowano dla sytuacji z wysokimi prędkościami wiatru.

Na rysunku 37 zaprezentowano związek wysokości stężeń PM_{10} , CO, NO i NO_2 z wysokością struktur termicznych: konwekcji, inwersji dolnej i inwersji wzniesionej, uzyskany dla stężeń jednogodzinnych, mierzonych na stacji komunikacyjnej w Alejach Krasińskiego. Najsilniejsza spadkowa tendencja dla wszystkich prezentowanych zanieczyszczeń, z wyjątkiem NO_2 , dotyczy konwekcji i utrzymuje się do wysokości ok. 400 m. Dla wyższych struktur konwekcyjnych obserwuje się wzrost stężeń, co jest zapewne wynikiem ściągania w dół zanieczyszczeń wyemitowanych z wysokich emitorów punktowych. Wniosek taki uwiarygodnia fakt, że, że w przypadku inwersji dolnych i wzniesionych spadkowa tendencja, choć słabsza niż w przypadku konwekcji, zostaje utrzymana w całym badanym zakresie wysokościowym. Potwierdza to także zachowanie się stężeń NO_2 w obecności konwekcji. Najwyższy poziom imisji obserwuje się w przypadku struktur o wysokości niższej niż 100 m, w sytuacjach, w których występują ruchy konwekcyjne. Przyczyną wyższych

wartości imisji w okresach z konwekcją, w stosunku do okresów z inwersjami, jest prawdopodobnie ściąganie zanieczyszczeń z systemów grzewczych przez ruchy konwekcyjne w dół, przy stosunkowo małym zakresie wysokościowym mieszania pionowego.

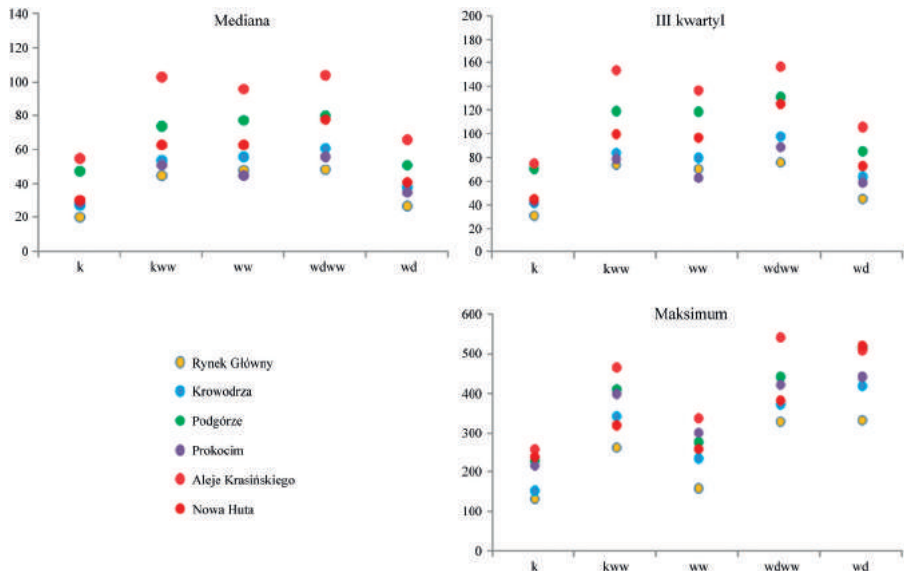
Na rysunku 38 przedstawiono charakterystyki statystyczne średnich jednogodzinnych stężeń pyłu zawieszonego PM_{10} , obliczone dla różnych rodzajów struktur obserwowanych na obrazie sodarowym dla wszystkich sześciu stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie. Celem było sprawdzenie, na ile uzyskane wnioski są reprezentatywne dla całej aglomeracji miejskiej. Stężenia mierzone na poszczególnych stacjach istotnie się różnią. Zdecydowanie najwyższe wartości zanotowano na stacji komunikacyjnej w Alejach Krasińskiego, niższe – na stacjach w Rynku Podgórskim i w Nowej Hucie (Szpital Żeromskiego), najniższe zaś w Rynku Głównym. Pomimo tych różnic tendencja dla mediany i III kwartyla jest podobna. Najwyższe i podobne do siebie stężenia PM_{10} obserwuje się dla konwekcji nakrytych warstwami wzniesionymi i warstw dolnych nakrytych warstwami wzniesionymi. Jeśli sodar nie wykrywa warstw wzniesionych, to najniższe i podobne wartości mediany obserwuje się dla konwekcji i warstwy dolnej, jednakże w przypadku wyższych stężeń, o czym świadczą wartości III kwartyla i maksimum, zdecydowanie najmniejsze stężenia występują przy konwekcjach swobodnych.

Zależność stężeń PM_{10} od stanów równowagi atmosfery przedstawiono na rysunku 39. Najwyższe wartości mediany i III kwartyla stężeń godzinowych PM_{10} zanotowano w przypadku



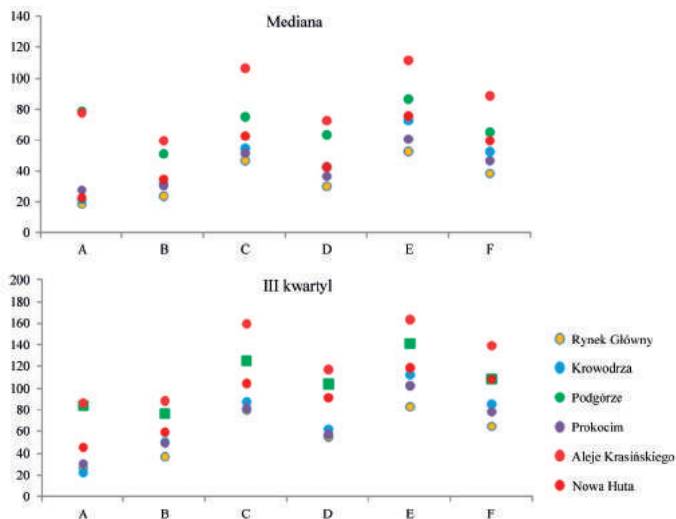
Rysunek 37

Związek wysokości imisji PM_{10} , CO, NO i NO_2 , mierzonej na stacji komunikacyjnej w Alejach Krasińskiego w Krakowie, z wysokością struktur obserwowanych na sodarze SAMOS-4C



Rysunek 38

Wartości mediana, III kwartyla i maksimum średnich jednogodzinnych PM_{10} (XI-II, 1994-1999) dla różnych rodzajów struktur obserwowanych na sodarze SAMOS-4C, wyznaczone dla różnych stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie; oznaczenia: *k* – swobodne konwekcje, *kww* – konwekcje nakryte warstwą wzniesioną, *wd* – warstwa inwersyjna dolna, *wdw* – warstwa inwersyjna dolna z warstwą wzniesioną ponad nią, *ww* – warstwa wzniesiona ze strukturą bezechową poniżej niej



Rysunek 39

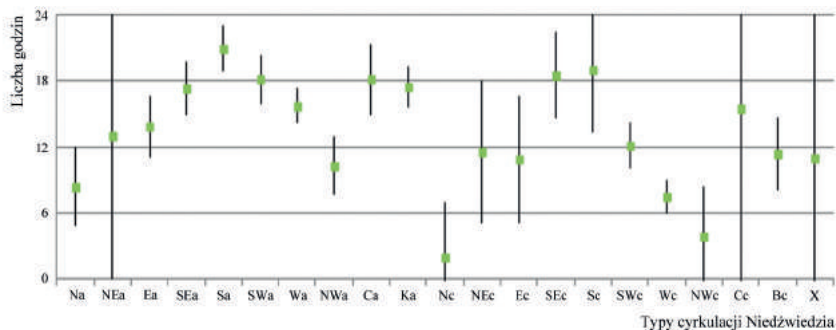
Wartości III kwartyla i mediana średnich jednogodzinnych PM_{10} różnych stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie (XI-II, 1994-1999) dla różnych stanów równowagi atmosfery wyznaczonych na podstawie obrazu sodarowego; równowaga: A – silnie chwiejna, B – chwiejna, C – słabo chwiejna, D – obojętna, E – słabo stała, F – silnie stała

równowagi słabo chwiejnej C i stałej E. Znacznie niższe wartości tych charakterystyk statystycznych uzyskane dla równowagi A, B i F świadczą o tym, że okresy silnej chwiejności i silnej stałości atmosfery nie sprzyjają wysokim stężeniom zanieczyszczeń blisko powierzchni ziemi. Dzieje się tak dlatego, że w okresach silnej chwiejności zanieczyszczenia są rozpraszane wydajnie w warstwie o dużej miąższości, zaś w równowadze silnie stałej transport zanieczyszczeń wyemitowanych powyżej warstwy dachowej w kierunku powierzchni ziemi jest utrudniony.

3.4. Związek stratyfikacji termicznej warstwy granicznej z cyrkulacją atmosfery

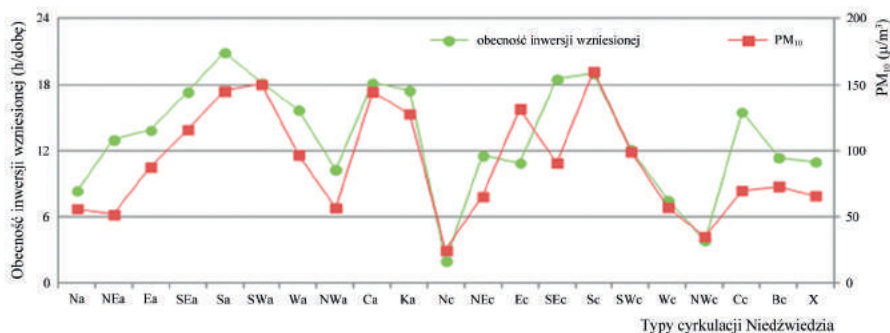
W ramach wspomnianej już wcześniej akcji COST 733 *Harmonisation and Applications of Weather Types Classifications for European Regions* badano nie tylko przydatność różnych systemów klasyfikacji typów cyrkulacji do różnicowania stężeń zanieczyszczeń, ale także do różnicowania parametrów charakteryzujących termiczną strukturę warstwy granicznej atmosfery (WGA). Jak wykazano w poprzednim rozdziale, najbardziej istotnym czynnikiem w kształtowaniu wysokości stężeń zanieczyszczeń jest czas obecności inwersji wzniesionej w danej dobie. Godłowska i Tomaszewska [2010] dowiodły, że niektóre klasyfikacje typów cyrkulacji można wykorzystać do różnicowania czasu utrzymywania się inwersji wzniesionych; innym dobrze różnicowanym parametrem jest wysokość inwersji dolnych. Najlepsze wyniki uzyskano z użyciem obiektywnych klasyfikacji wyznaczonych przy pomocy analizy skupień (SANDRAC27, PCACAC27, CKMEANSC27) czy wartości progowych (polska zobiektywizowana klasyfikacja Lityńskiego LITTC27 [Pianko-Kluczyńska 2007], zobiektywizowana klasyfikacja Lamba LWT2 [1950]). Bliższa charakterystyka i sposób uzyskania wspomnianych klasyfikacji został przedstawiony w zbiorowym opracowaniu [Philipp i in. 2010]. Jedną z klasyfikacji najlepiej różnicujących czas obecności inwersji wzniesionych okazała się także subiektywna polska klasyfikacja Niedźwiedzia [2013].

Na rysunku 40 zaprezentowano, uzyskane z analizy wariancji ANOVA, oczekiwane średnie brzegowe liczby godzin z obecnością inwersji wzniesionych dla różnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia, wraz z 0,95 przedziałami ufności (I, II, XI, XII 1994-1999). W przypadku typów NEa, Cc i X duże rozmiary przedziałów ufności są związane z rzadką obecnością warstw wzniesionych w takich układach cyrkulacyjnych (≤ 4 dni). Z przedstawionych danych wynika, że w sezonie grzewczym czas utrzymywania się w ciągu doby inwersji wzniesionych jest najdłuższy dla typów cyrkulacji SEa, Sa, SWa, Ca, Ka, SEc i Sc, czyli ogólnie dla typów z adwekcją z kierunków S, SE i SW oraz klina i centrum wyżu. Są to te same typy cyrkulacji Niedźwiedzia, dla których obserwowane są najwyższe stężenia zanieczyszczeń, co pokazano w rozdziale 2.7. Dla zobrazowania siły związku obecności inwersji wzniesionych i stężeń zanieczyszczeń, porównano przebieg średnich czasów utrzymywania się warstw wzniesionych w ciągu doby ze zmiennością średnich PM_{10} dla typów cyrkulacji Niedźwiedzia (rys. 41). Otrzymano bardzo dużą zbieżność obu przebiegów, co stanowi jeszcze jeden dowód na istotną rolę warstw wzniesionych w kształtowaniu jakości powietrza w Krakowie.



Rysunek 40

Oczekiwane średnie brzegowe (ANOVA) liczby godzin z obecnością inwersji wzniesionych w ciągu doby, wraz z 0.95 przedziałami ufności, wyznaczone dla danych z sodaru SAMOS-4C dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999



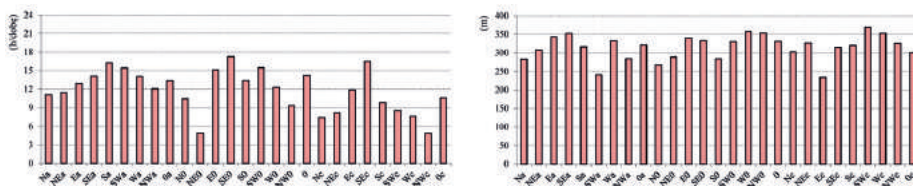
Rysunek 41

Porównanie oczekiwanych średnich brzegowych (ANOVA) liczby godzin z obecnością inwersji wzniesionych w ciągu doby z oczekiwanymi średnimi brzegowymi pyłu zawieszonego PM₁₀ ze stacji komunikacyjnej w Alejach Krasińskiego dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999

Podobne wnioski można wyciągnąć analizując zależność parametrów towarzyszących różnym typom stratyfikacji termicznej WGA od typu cyrkulacji Lityńskiego. Na rysunku 42 przedstawiono przykład takiego związku dla liczby godzin w ciągu doby z inwersją wzniesioną (na lewo) oraz jej wysokości (na prawo). Podobnie jak w przypadku klasyfikacji Niedźwiedzia, najdłuższy średni dobowy czas obecności warstw wzniesionych zanotowano dla typów cyrkulacji ze spływem z południa Sa, SWa, SE0 i SEc. Jednocześnie najniższą średnią wysokość inwersji wzniesionej zanotowano dla typów SWa i Ec.

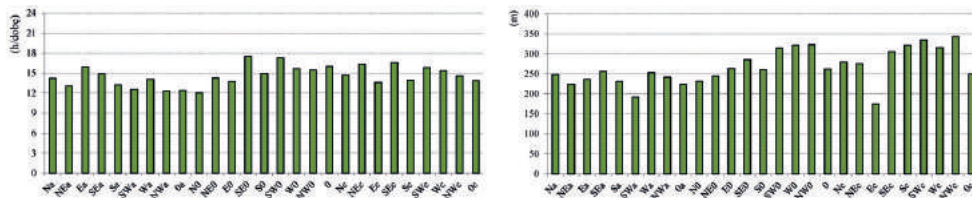
Typy SWa i Ec wyróżnia także najkrótszy średni czas utrzymywania się inwersji dolnej i jej najniższa wysokość (rys. 43). Jak pokazano wcześniej (rys. 26), typ SWa jest typem najbardziej sprzyjającym występowaniu epizodów smogowych. Analizując dane dotyczące zależności różnych stanów równowagi atmosfery określonych na podstawie obrazu sodarowego dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999 od typów cyrkulacji Lityńskiego (rys. 44) można zauważyć, że typ SWa charakteryzuje największy udział równowagi słabo chwiejnej C i stosunkowo niewielki udział równowagi chwiejnej B. Na sodarze te dwa typy równowagi (tab. 3) różnicuje przede wszystkim

wysokość komórek konwekcyjnych, świadcząca o intensywności i zasięgu mieszania pionowego. Niewielki, jak na typy antycyklonalne, udział równowagi chwiejnej B wskazuje w tym przypadku na silne tłumienie mieszania przez wielkoskalowe osiadanie.



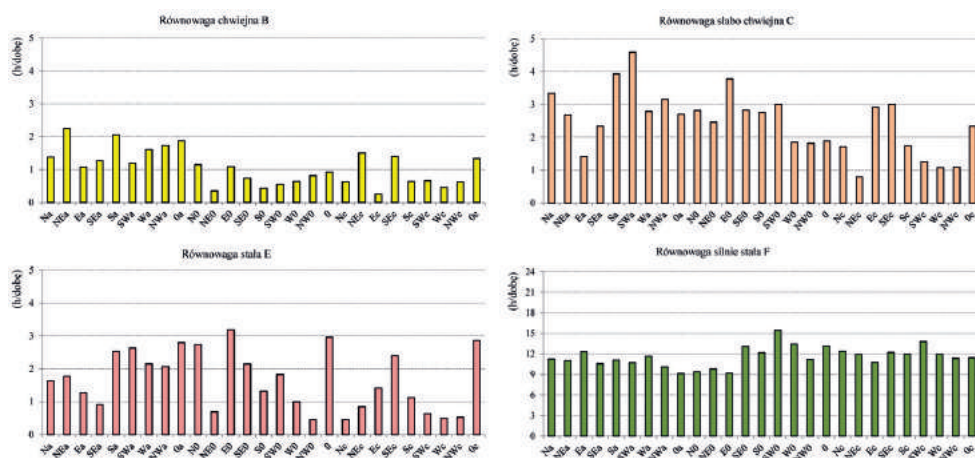
Rysunek 42

Zależność średniego czasu obecności warstwy wzniesionej w ciągu doby (lewa grafika) i średniej wysokości warstw wzniesionych (prawa grafika) od typu cyrkulacji Lityńskiego, dla danych z sodaru SAMOS-4C, dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999



Rysunek 43

Zależność średniego czasu obecności inwersji dolnych w ciągu doby (lewa grafika) i średniej wysokości inwersji dolnych (prawa grafika) od typu cyrkulacji Lityńskiego, dla danych z sodaru SAMOS-4C, dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999



Rysunek 44

Zależność średniej liczby godzin w ciągu doby z równowagą chwiejną (na górze) i stałą (na dole) od typu cyrkulacji Lityńskiego, dla danych z sodaru SAMOS-4C, dla sezonu grzewczego (X-III) lat 1994-1999

4. MODELOWANIE POŁA WIATRU DLA KRAKOWA

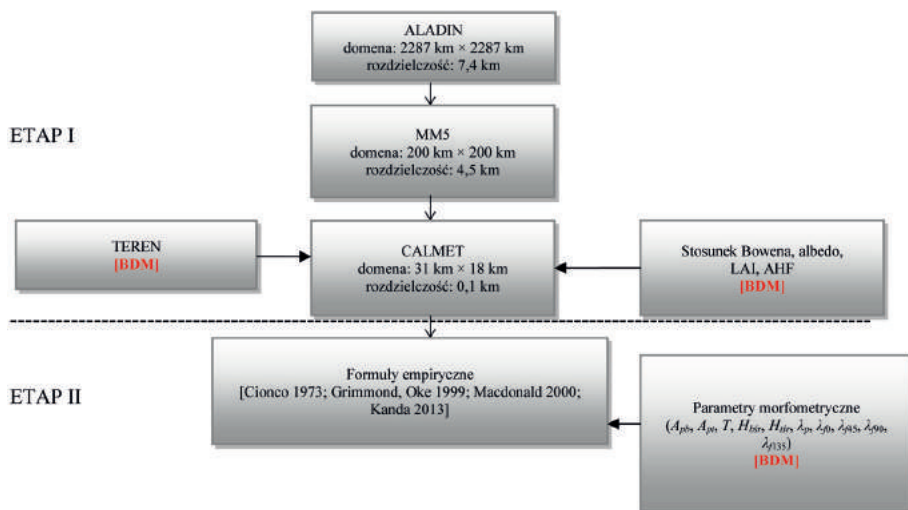
4.1. Koncepcja hybrydowego systemu modelowania (HMS)

W modelowaniu pola wiatru dla obszaru Krakowa należy uwzględnić wpływ czynników różnej skali – zarówno synoptycznej, jak i regionalnej oraz lokalnej. Właściwe odzwierciedlenie sytuacji synoptycznej może być zapewnione wyłącznie poprzez wykorzystanie danych z modeli numerycznych dużej skali. Z drugiej strony wpływ skomplikowanej rzeźby terenu wymusza konieczność modelowania z wysoką rozdzielczością z użyciem formuł dostosowania prędkości i kierunku wiatru do orografii. Dodatkowym problemem jest właściwe uwzględnienie morfologii miasta, co skłania do odejścia od typowego podziału na klasy użytkowania terenu, opisywane przez zestawy parametrów fizycznych, takich jak z_0 , stosunek Bowena, albedo czy strumień ciepła antropogenicznego. Analiza danych morfometrycznych, uzyskanych ze skanowania laserowego Krakowa w ramach projektu MONIT-AIR, wykazała duże zróżnicowanie tych parametrów wewnątrz miejskich klas użytkowania terenu. Taki obraz wymusił dwustopniowe podejście do określenia pola wiatru.

W pierwszym kroku zastosowano klasyczny sposób modelowania, wykorzystujący kaskadę modeli ALADIN/MM5/CALMET, w których przechodzono od dużej skali i małej rozdzielczości do małej skali i dużej rozdzielczości (rys. 45).

Numeryczna prognoza pogody ALADIN zapewnia warunki początkowe i brzegowe dla nie-hydrostatycznego, mezoskalowego modelu meteorologicznego MM5 [NCAR 2004]. Wyniki z obu wspomnianych modeli (rozdzielczość 4,5 km, trzydzieści cztery warstwy) dają obraz czterowymiarowej zmienności różnych parametrów charakteryzujących stan atmosfery i stanowią wejście dla preprocesora meteorologicznego CALMET [Scire i in. 2000a], który jest zdolny do odczytania danych wyjściowych z MM5 poprzez program CALMM5. Domena obliczeniowa modelu CALMET obejmuje Kraków i jego najbliższe okolice i jest zbieżna z obszarem zaprezentowanym na rysunku 1. Obliczenia wykonywane są z rozdzielczością czasową 1 h, dla siatki o wymiarach 310 na 180 oczek, z rozmiarem oczka siatki 100 m.

Model CALMET umożliwia uwzględnienie orografii oraz warunków miejskich dzięki dostosowaniu do rozdzielczości danych wysokościowych i użytkowania terenu. Kluczowa dla modelowania pola wiatru w terenie o zróżnicowanej orografii jest zdolność tego modelu do modyfikacji prędkości i kierunku wiatru poprzez uwzględnienie kinematycznych i termodynamicznie uwarunkowanych efektów orograficznych. Formuły parametryczne stosowane w CALMET do wyznaczania kinematycznych efektów terenu [Liu, Yocke 1980] opisują wznos kierunku wiatru oraz jego przyspieszenie przy napotkaniu przeszkody terenowej. Formuły do wyznaczania termodynamicznie uwarunkowanych przepływów w terenie nachylonym [Marht 1982] odpowiadają za występowanie dodatkowych



Rysunek 45

Diagram obrazujący ideę Hybrydowego Systemu Modelowania HMS do określania prędkości wiatru w obrębie tkanki miejskiej; skrót BDM oznacza, że na danym etapie modelowania wykorzystywano dane z bazy projektu MONIT-AIR

składowych wiatru – w równowadze stałej skierowanych w dół stoku oraz w mniejszym stopniu w równowadze chwiejnej skierowanych w górę stoku. Bazujące na liczbie Frouda, efekty blokujące [Allwine, Whiteman 1985] opisują zmianę kierunku wiatru wymuszoną obecnością przeszkody terenowej. Po wprowadzeniu wspomnianych powyżej terenowych poprawek pola wiatru stosowana jest procedura minimalizująca dywergencję wiatru. Oprócz parametryzacji, wspomagających modelowanie wiatru w terenie o skomplikowanej orografii, w CALMET istnieje także możliwość obliczenia wysokości warstwy mieszania oraz klasy stabilności atmosfery – parametrów niezbędnych w modelowaniu jakości powietrza. Głębokość mieszania w przypadku równowagi chwiejnej wyznaczana jest jako maksimum z dwóch oszacowań – konwekcyjnego (zmodyfikowana metoda Carsona [1973] bazująca na Maul [1980]) i mechanicznego [Venkatram 1980b], zaś w przypadku równowagi stałej – jako minimum z oszacowań Venkatrama [1980a] i Zilitinkevicha [1972].

Dzięki prowadzonym w Krakowie, przy pomocy sodaru, sondowaniom atmosfery było możliwe porównanie prognozowanych i wyznaczonych z obrazu sodarowego klas stabilności atmosfery i głębokości mieszania [Godłowska i in. 2012]. Okazało się, że prognozowana klasa stabilności atmosfery uzyskiwana z zespołu modeli ALADIN/MM5/CALMET jest dla lata przeważnie zbliżona ze wskazaniami sodaru – różnice, na poziomie 1-2,5 h, dotyczą wcześniejszego pojawienia się równowagi chwiejnej w modelowaniu. Przyczyną tej sytuacji może być strefa martwa sodaru, rozciągająca się do wysokości 50 m n.p.g. Duże różnice w modelowaniu stratyfikacji termicznej obserwuje się w zimie. Zespół modeli nie prognozuje wówczas prawidłowo zjawiska całodobowego utrzymywania się przygruntowych inwersji w Krakowie, wyznaczając zawsze w godzinach około południowych równowagę chwiejną bądź obojętną. Różnice między prognozowaną wysokością warstwy mieszania dla równowagi chwiejnej a wysokością uzyskiwaną z analizy obrazu sodarowego

dotyczą głównie lata, kiedy prognozowana wysokość warstwy mieszania, zwłaszcza w godzinach popołudniowych, jest większa niż wysokość komórek konwekcyjnych obserwowanych na sodarze. W równowadze stałej system modeli przeszacowuje wysokość przygruntowej inwersji w zimie.

W systemie HMS dopasowano parametry sterujące wyznaczaniem głębokości mieszania modelu CALMET tak, aby jak najlepiej dostosować wartość głębokości mieszania do pomiaru. Innowacyjne w HMS jest odejście na etapie modelu CALMET od charakterystyk fizycznych terenu modelowania w postaci klas użytkowania terenu, na rzecz bezpośredniego zasilania każdego oczka siatki wartościami tych charakterystyk, uzyskanymi na podstawie bazy danych do modelowania BDM projektu MONIT-AIR.

W drugim etapie modelowania pole wiatru z kaskady modeli ALADIN/MM5/CALMET poddano modyfikacji, stosując empiryczne procedury modyfikacji prędkości wiatru, wykorzystujące parametry morfometryczne miasta. Ze względu na to, że przy modelowaniu pola wiatru w obrębie tkanki miejskiej klasyczna teoria MOST (ang. *Monin Obukhov Similarity Theory*) nie może być stosowana, w ostatnim etapie modelowania systemem HMS zastosowano formuły (2), (3a-3c) i (4a-4b) wyznaczone na podstawie danych z eksperymentu BRE [Macdonald 2000; Macdonald i in. 1998] oraz formuły (5a-5b) wyznaczone z modelowania LES dla japońskich miast Nagoja i Tokio [Kanda i in. 2013]. Aby nie duplikować wpływu szorstkości miasta, w modelu CALMET dla kategorii miejskich przyjęto z_0 charakterystyczne dla powierzchni trawiastych, podczas gdy szorstkość terenu, będącą odzwierciedleniem morfologii miasta, uwzględniono w drugim etapie modelowania. Prędkość wiatru z systemu HMS testowano przy użyciu danych uzyskanych ze stacji drogowych TRAX – gdzie parametr ten mierzony jest na wysokości $z = 4$ m, stacji IMGW na ul. Borowego – pomiary na wysokości $z = 10$ m oraz umieszczonych na dachach stacji meteorologicznych AGH ($z = 20$ m) i UJ ($z = 22$ m) (rys. 1).

Ze względu na usytuowanie punktów pomiarowych wiatru w miejskiej warstwie granicznej UCL o różnej wysokości H , testowano jakość systemu HMS przy prognozowaniu prędkości wiatru dla pomiarów z/H leżących w zakresie od 0,25 do 2,1. W celu ograniczenia wpływu zieleni miejskiej na wyniki modelowania, testy przeprowadzono dla okresu od 1 stycznia do 31 marca 2013 roku, z warunkami meteorologicznymi typowymi dla zimy w Polsce i ujemnymi średnimi temperaturami miesięcznymi. Fala chłodu w trzeciej dekadzie marca zahamowała wegetację, dzięki czemu dane były jednolite. Duża zmienność cyrkulacji zanotowana w tym okresie pozwala sądzić, że jest on odpowiedni do testów. Z przeprowadzonego porównania wynika, że zastosowanie empirycznych procedur modyfikacji prędkości wiatru dobrze odzwierciedla zachowanie wiatru w obrębie tkanki miejskiej. Błędy prognozowanej średniej prędkości wiatru (BIAS, RMSE) wyniosły odpowiednio od $-0,4$ do 1 m/s (BIAS) i od 1 do $1,5$ m/s (RMSE) dla oszacowania prędkości wiatru powyżej $z/H = 0,8$ oraz od $-0,3$ do $0,8$ m/s (BIAS) i $0,8$ do $1,4$ m/s (RMSE) dla oszacowań na poziomie ulicy. Większe błędy mogą pojawić się, gdy pomiary wiatru są wykonywane na granicy obszarów o znacząco różnych klasach LCZ [Stewart i Oke 2012]. Uzyskany wynik jest zgodny z wynikami porównania dziewięciu różnych metod oznaczania d i z_0 w Londynie w Wielkiej Brytanii [Kent i in. 2017a], których wnioski są takie, że metody morfometryczne, które uwzględniają zmienność

wysokości elementów szorstkości zgadzają się z metodami anemometrycznymi. Szczegółowa analiza walidacji systemu i wpływu stosowanych parametryzacji na jej wyniki została przedstawiona w pracy Godłowskiej i Kaszowskiego [2019].

4.2. Wpływ obecności tkanki miejskiej w Krakowie na prędkość wiatru dolnego

Wyniki z systemu HMS pozwalają określić profil pionowy uśrednionej horyzontalnie prędkości wiatru w Krakowie w obecności elementów szorstkości. Jest to informacja niezwykle cenna przy planowaniu inwestycji, których funkcjonowanie może w przyszłości być związane z emisją zanieczyszczeń do powietrza. Wiedza o rozkładzie prędkości wiatru w mieście pozwala także na wyznaczenie obszarów szczególnie istotnych dla jego przewietrzania. W strefach tych należy ograniczyć procesy inwestycyjne, a w przypadku dopuszczenia do zabudowy nałożyc na inwestora dodatkowe warunki, aby jak najmniej zaburzyć, a nawet wspomóc proces wymiany powietrza. W modelowaniu pola wiatru w mieście z dużym udziałem roślinności powinno się brać pod uwagę nie tylko zabudowę miejską, ale także tereny zielone. Z tego powodu wyznaczenie obszarów wymiany powietrza powinno opierać się na wynikach modelowania pola wiatru dla całego roku, aby uwzględnić zmianę oporu aerodynamicznego drzew, związanego z rozwojem ulistnienia wiosną i utratą liści jesienią.

Mapy uśrednionej horyzontalnie prędkości wiatru, opracowane na podstawie wyników modelowania z 2013 roku dla trzech wysokości – 4 m, 10 m i 15 m, zaprezentowano na rysunku 46. Modelowanie dla wysokości 4 m (rys. 46, dolna grafika) dostarcza informację o warunkach przewietrzania istotnych w przypadku źródeł emisji zlokalizowanych w pobliżu powierzchni ziemi, takich jak źródła emisji komunikacyjnej. Ruch turbulentny powietrza, wywołany mechanicznie przez poruszające się pojazdy, sprawia, że spaliny samochodowe są sprawnie wynoszone do przyjętej wysokości modelowania, gdzie warunki anemologiczne determinują zdolność ich transportu poza miejsce emisji. Wysokość 15 m (rys. 46, górna grafika) jest zaś typowa dla zwartej zabudowy miejskiej w centrum Krakowa.

Analiza zmienności prędkości wiatru w Krakowie wskazuje, że obecność budynków lub drzew wpływa na znaczne zmniejszenie prędkości wiatru na przeważającym obszarze miasta. Uśredniona rocznie prędkość wiatru na wysokości 4 m dla ścisłego centrum oraz dla terenów z gęstymi zadrzewieniami nie przekracza 1 m/s. W terenach zadrzewionych osłabienie wiatru poniżej koron drzew nie stanowi dużego problemu, gdyż obszary zielone wpływają na zwiększenie prędkości depozycji zanieczyszczeń wyemitowanych w ich obrębie, ograniczając ich negatywne skutki. Ponadto w ich obrębie nie ma zazwyczaj istotnych źródeł emisji. Jeśli jednak ograniczenie prędkości wiatru na jakimś obszarze wynika z obecności zabudowy miejskiej, to w takich strefach powinno się podjąć próbę ograniczenia emisji komunikacyjnej. Analiza prędkości wiatru na wysokości 4 m pokazuje ponadto, że koryta Wisły oraz szerokie arterie komunikacyjne są lepiej przewietrzane, a więc mogą być kanałami wspomagającymi wymianę powietrza. Kolor czerwony na mapie prędkości wiatru na wysokości 10 m (rys. 46, środkowa grafika) oznacza miejsca z największym obniżeniem

prędkości wiatru w dużym zakresie wysokościowym. W takich rejonach usuwanie zanieczyszczeń komunikacyjnych będzie szczególnie trudne i przy planowaniu ograniczenia emisji komunikacyjnej obszary te należy potraktować priorytetowo. Analiza mapy prędkości wiatru na wysokości 15 m wykazuje, że w centrum miasta obserwujemy znaczne zmniejszanie się prędkości wiatru nawet na tej wysokości. Potwierdzeniem tego faktu jest bardzo mała prędkość wiatru mierzona na stacji zlokalizowanej na dachu Collegium Śniadeckiego UJ w Ogrodzie Botanicznym (22 m).

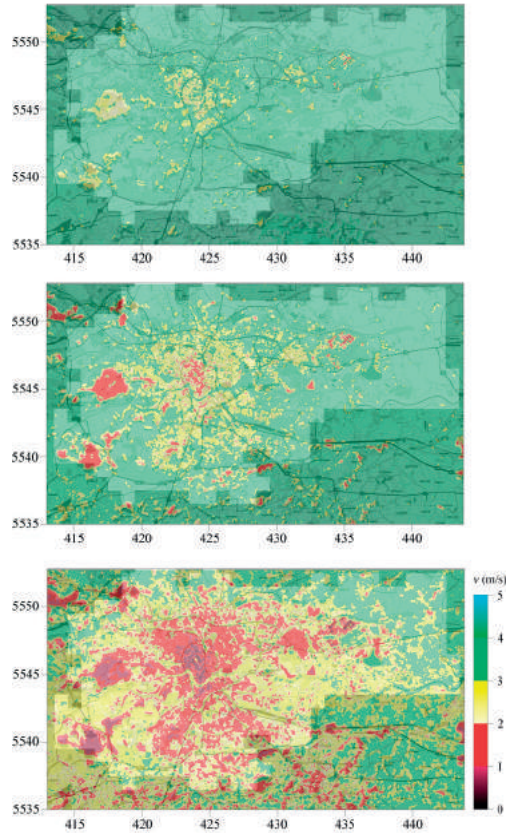
Znaczenie budynków i innych elementów szorstkości pokazuje także mapa zaprezentowana na rysunku 47, przedstawiająca uśrednione rocznie wartości wskaźnika osłabienia prędkości wiatru na wysokości 10 m – O_{10} :

$$O_{10} = 1 - (v_{HMS}/v_{CAL}) \quad (9)$$

gdzie v_{HMS} jest prędkością wiatru na wysokości 10 m, uzyskaną z systemu HMS w wyniku zastosowania formuł empirycznych (2), (3a-3c), (4a-4b), a v_{CAL} jest prędkością wiatru na wysokości 10 m po pierwszym etapie modelowania, kiedy przyjęto wartość parametru szorstkości z_0 dla powierzchni trawiastych. Wysokie wartości tego wskaźnika świadczą o znacznym osłabieniu prędkości wiatru przez elementy szorstkości.

Uśredniając wyniki modelowania pola wiatru, można pokusić się o wyznaczenie obszarów kluczowych dla wymiany powietrza między miastem i jego otoczeniem. Główne kanały przewietrzania powinny mieć objętość, która pozwoli na niezaburzony przepływ. W niniejszej pracy przyjęto arbitralnie, że uśredniona rocznie prędkość wiatru w tych strefach, w promieniu 500 m dla wysokości 4, 10 i 15 m, powinna być większa niż 2,5 m/s. Umożliwia ona wówczas (przy założeniu, że w mieście występuje stosunkowo niezaburzony przepływ powietrza przez jego ścisłe centrum) przemieszczenie się masy powietrza w ciągu jednej godziny na odległość 9 km, co powinno wystarczyć na jej „przejście” z nawietrznej do zawietrznej części zwartej zabudowy miejskiej. Przyjęcie progowej wartości miało posłużyć do wskazania terenów kluczowych w wentylacji miasta, ponieważ w warunkach stagnacyjnych kanały przewietrzania praktycznie nie funkcjonują. Zaczynają odgrywać rolę, kiedy prędkość wiatru poza miastem wzrasta powyżej 3 m/s. W przypadku Krakowa Autorka proponuje przyjęcie progu 2,5 m/s, bazując na niepopartych systematycznymi badaniami obserwacjach spadku stężeń zanieczyszczeń w epizodach smogowych w mieście, w czasie wzrostu prędkości wiatru na stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach.

Na rysunkach 48a-b przedstawiono główne kanały wymiany powietrza w Krakowie oraz obszary wspomagające proces przewietrzania miasta, o mniejszej objętości, które wyznaczano przez uśrednianie prędkości wiatru w promieniu 200 m. Wyniki analizy wyraźnie wskazują, że tkanka miejska blokuje przepływ powietrza przez centrum Krakowa. Znaczne obniżenie prędkości wiatru występuje na niemal całym obszarze ograniczonym tzw. II Obwodnicą oraz terenach do niej przyległych. Wyjątek stanowi wschodni fragment obwodnicy, obejmujący dolinę Wisły na wschód od ulicy Starowiśnej. Na północy granica obszaru złego przewietrzania biegnie mniej więcej od ul. Armii Krajowej, wzdłuż ul. Opolskiej, aż do terenów Muzeum Lotnictwa. Zachodnią granicę, poza źle przewietrzanymi terenami Lasku Wolskiego i okolic Kopca Kościuszki, wyznacza



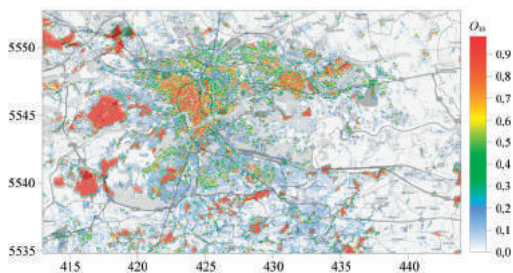
Rysunek 46

Mapy uśrednionej dla 2013 roku prędkości wiatru z systemu HMS dla Krakowa, na wysokości 15 m (górna grafika), 10 m (środkowa grafika) i 4 m (dolna grafika); współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map

linia biegnąca na południowy zachód od ulicy Konopnickiej między ulicami Bobrzyńskiego i Zakopiańska do ulicy Zawilej na południu. Podobne warunki panują na osiedlach Kurdwanów, Wola Duchacka, Kozłówek, Prokocim i Bieżanów. Poza obszarami źle przewietrzanymi w szerokim centrum Krakowa słabo przewietrzane jest centrum Nowej Huty oraz Osiedle Złotej Jesieni, a także duża część obszaru przemysłowego huty stali ArcelorMittal.

Powietrze spoza miasta dostaje się do jego centrum kilkoma kanałami. Strefy leżące w obrębie tych kanałów pełnią kluczową rolę w stymulowaniu procesu wymiany powietrza między miastem i jego otoczeniem. Obliczenia systemem HMS, wykonane z krokiem 1 h dla 2013 roku, uwzględniające roczną zmienność parametrów meteorologicznych, topografię i wpływ tkanki miejskiej na prędkość wiatru, umożliwiły wyznaczenie pięciu najważniejszych dla Krakowa głównych kanałów wymiany powietrza:

1. Kanał I – biegnący do centrum z kierunku NW, szerokości około 1 km, którego lewy brzeg stanowi Rudawa. Obejmuje Błonia i tereny na prawo od nich niemal do ulicy Reymonta,



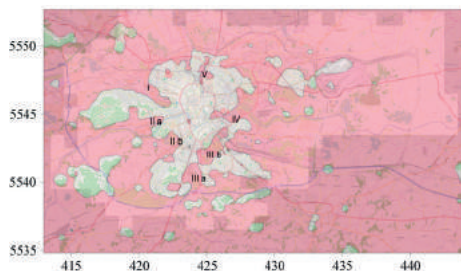
Rysunek 47

Mapa uśrednionych rocznie wartości wskaźnika osłabienia prędkości wiatru przez elementy szorstkości O_{10} (formuła 9) na wysokości 10 m; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map

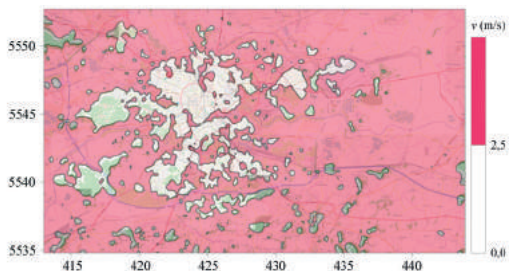
a nieco dalej swoim prawym krańcem sięga ulicy Armii Krajowej. Przedstawiony obraz jest stanem na 2012 rok i należy się obawiać, że inwestycje prowadzone w obrębie kanału I (m.in. w pobliżu stadionu KS Wisła i na zachód od ul. Piastowskiej) mogły w znacznym stopniu ograniczyć jego rozmiary.

2. Kanał II – biegnący do centrum z kierunku SW dwoma, częściowo oddzielonymi od siebie, pasami o szerokościach około 2 km każdy. Północny kanał (IIa) obejmuje tereny wzdłuż ul. Księcia Józefa, rozszerzając się na wysokości Sikornika i następnie zwężając na wysokości planowanej trasy Zwierzynieckiej. Około kilometrowej szerokości „język” sięga okolic Mostu Zwierzynieckiego. Kanał południowy omija z prawej strony Skalki Twardowskiego, sięgając prawym krańcem ul. Kapelanka, a lewym początku ulicy Twardowskiego i skraju terenów zielonych wokół Zakrzówka.
3. Kanał III – o bardzo zmiennej szerokości i kierunku, biegnący początkowo z południa na północ od Węzła Łągowickiego po ulicę Suchą, a następnie przez wąskie przewężenie na lewo od ulicy Turowicza i dalej w kierunku NE aż do ulicy Lipskiej.
4. Kanał IV – biegnący ze wschodu w kierunku centrum wzdłuż doliny Wisły; sięga Mostu Kolejowego.
5. Kanał V – biegnący z północy mniej więcej od Gimnazjum nr 13 do wiaduktu na ul. Stwosza, wzdłuż torów kolejowych na zachód od Alei 29 Listopada. Nie jest połączony bezpośrednio z obszarami podwyższonej prędkości poza miastem, ale Autorka wymienia go ze względu na jego znaczne rozmiary. Prawdopodobnie został znacznie zmniejszony ze względu na liczne inwestycje budowlane w jego obrębie.

Główne kanały wymiany powietrza wraz z obszarami wspomagającymi proces przewietrzania miasta przedstawiono na rysunku 48b. Znacznie mniejsza objętość i położenie na zewnątrz I Obwodnicy Krakowa obszarów wspomagających proces przewietrzania sprawia, że pełnią wyłącznie rolę pomocniczą w przewietrzaniu miasta. Niemniej jednak ich rola w wymianie powietrza jest bardzo cenna, stanowią bowiem kanały doprowadzające antropomorficznie zmodyfikowane powietrze w rejon głównych kanałów przewietrzania. Transport w obszarach wspomagających odbywa się głównie dzięki cyrkulacji lokalnej związanej z układem drogowym i kontrastami



Rysunek 48a
 Mapa głównych kanałów wymiany powietrza w Krakowie; cyframi rzymskimi oznaczono kanały przepływu powietrza, które szczegółowo opisano w tekście; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map



Rysunek 48b
 Mapa obszarów istotnych w przewietrzaniu Krakowa; obejmuje główne kanały wymiany powietrza oraz obszary wspomagające proces przewietrzania miasta; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map

termicznymi. Zachodzą w nich intensywne procesy mieszania, umożliwiające ujednorodnienie składu powietrza na obszarze miasta i wspomagające proces jego przewietrzania.

Wiedza o obszarach wspomagających wymianę powietrza w Krakowie pozwala na opracowanie zaleceń w zakresie lokalizacji nowych emitorów i arterii komunikacyjnych, a także na wskazanie stref priorytetowych, gdzie w obecności wiatru zachodzi szczególnie intensywna wymiana powietrza między miastem a jego otoczeniem. Wyznaczone anemologicznie główne kanały wymiany powietrza pokrywają się w ogólnym zarysie z korytarzami przewietrzania Błażejczyka [2008] – jednakże w większym stopniu uwzględniają wpływ zadrzewień i zabudowy miejskiej. Zmiana nazwy z korytarzy przewietrzania na kanały wymiany powietrza nie jest przypadkowa – głównym celem było zwrócenie uwagi na trójwymiarowy, a nie powierzchniowy charakter procesu wymiany powietrza między miastem i otoczeniem.

Do najważniejszych obszarów wspomagających wymianę powietrza w Krakowie należą:

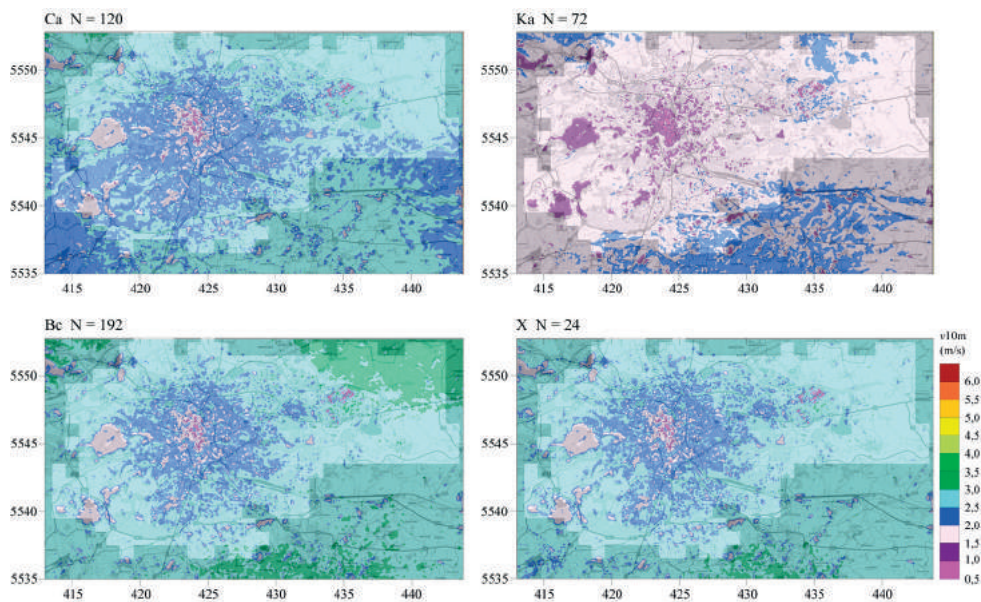
- tereny wzdłuż doliny Wisły, od Mostu Dębnickiego aż do kanału głównego IV, z przerwą na wysokości ulicy Krakowskiej;
- przedłużenie lewej odnogi kanału głównego II b aż do ujścia rzeki Rudawy i prawej odnogi kanału głównego II b aż do II obwodnicy na wysokości rzeki Wilgi;
- powiększenie kanału głównego V w kierunku północnym aż do połączenia go z obszarami dobrze przewietrzonymi i południowym – do Dworca Głównego;
- obszar wymiany powietrza biegnący od osiedla Piaski wzdłuż ulic Nowosądeckiej i Wielickiej aż do kanału głównego III b.

4.3. Mapy uśrednionej prędkości wiatru dla różnych typów cyrkulacji atmosfery

Modelowanie meteorologiczne dużej rozdzielczości zastosowane w systemie HMS pozwala na uwzględnienie wpływu rzeźby terenu i tkanki miejskiej na zmienność prędkości wiatru na obszarze Krakowa. Pewne ogólne prawidłowości uzyskuje się z informacji uśrednianej w jakimś okresie

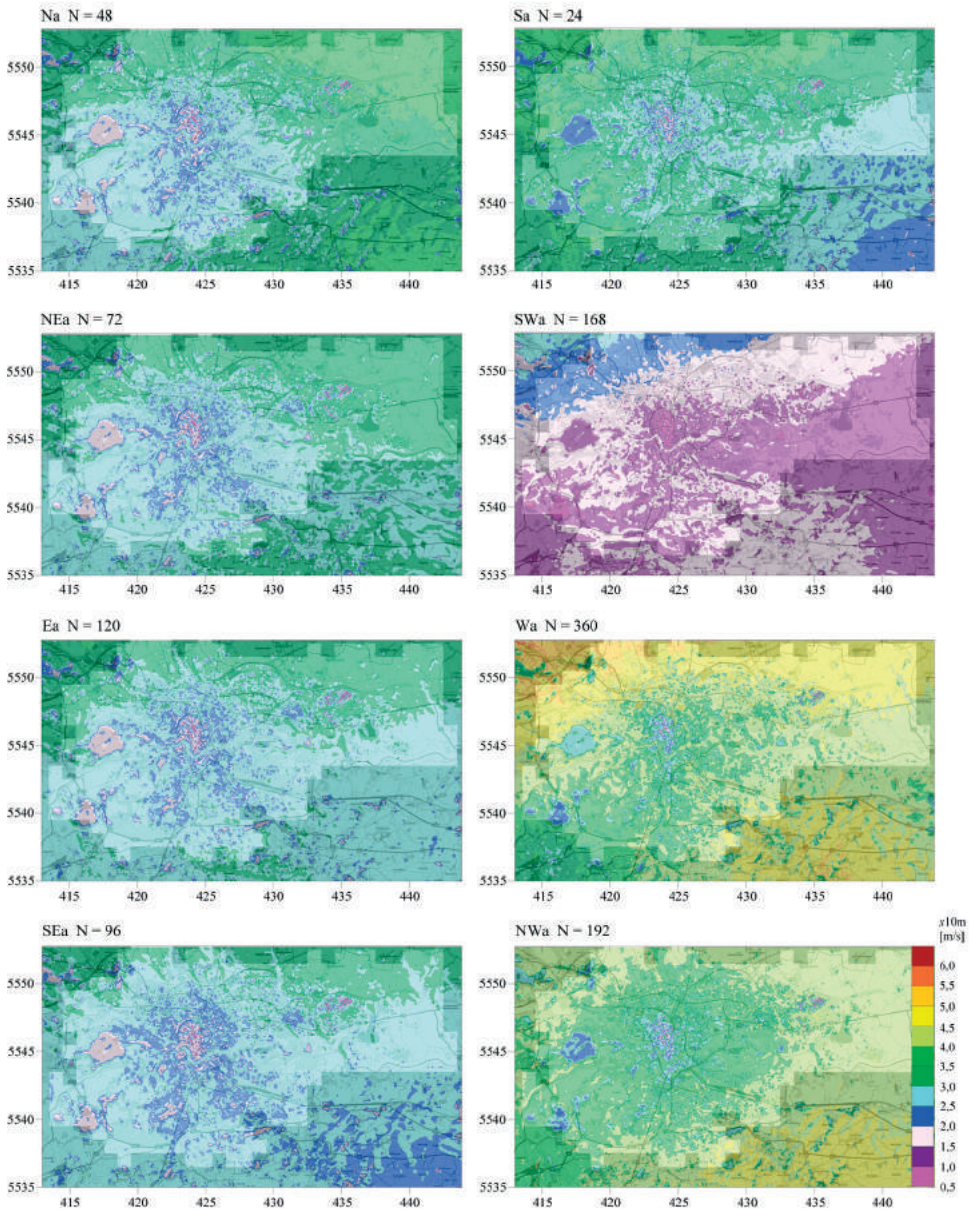
czasu. W przypadku modelowania wykorzystywanego w analizach związanych z jakością powietrza okres ten nie powinien obejmować całego roku – obliczenia należy wykonać indywidualnie dla różnych sezonów. Ze względu na roczną zmienność emisji zanieczyszczeń, z jej maksimum przypadającym w okresie grzewczym, a także gorsze warunki mieszania konwekcyjnego w zimie, w niniejszej pracy przedstawiono zróżnicowanie prędkości wiatru, będącej głównym czynnikiem odpowiedzialnym za usuwanie zanieczyszczeń poza miasto, uśrednione dla czterech miesięcy chłodnej pory roku – listopada, grudnia, stycznia i lutego. Założono, że uśrednianie powinno być przeprowadzone w klasach o podobnym kierunku splotu – jednak określenie takiego kierunku na podstawie pomiarów przypowierzchniowych jest problematyczne z racji wpływu bliskiego (elementy szorstkości) i dalszego (orografia) otoczenia stacji pomiarowej. Dlatego też, wydzielając owe klasy, posłużono się wspomnianą wcześniej klasyfikacją typów cyrkulacji Niedźwiedzia [2013] (patrz rozdziały 2.4.1, 2.6, 2.7 i 3.4). Jak pokazano w Atlasie MONIT-AIR [Bajorek-Zydroń, Wężyk 2016], takie podejście pozwala uzyskać większą precyzję przypisania do różnych klas dni o podobnej charakterystyce anemologicznej niż przy użyciu alternatywnej klasyfikacji, przygotowanej na podstawie sektorów kierunku wiatru wyznaczonych z systemu HMS dla wysokości 270 m nad Rynkiem Głównym w Krakowie.

Mapy uśrednionej horyzontalnie (w siatce o boku 100 m) prędkości wiatru na wysokości 10 m dla różnych typów cyrkulacji Niedźwiedzia przedstawiono na rysunkach 49-51. Wśród typów kierunkowych antycyklonalnych (rys. 50) wyróżnia się typ SWa, wielokrotnie



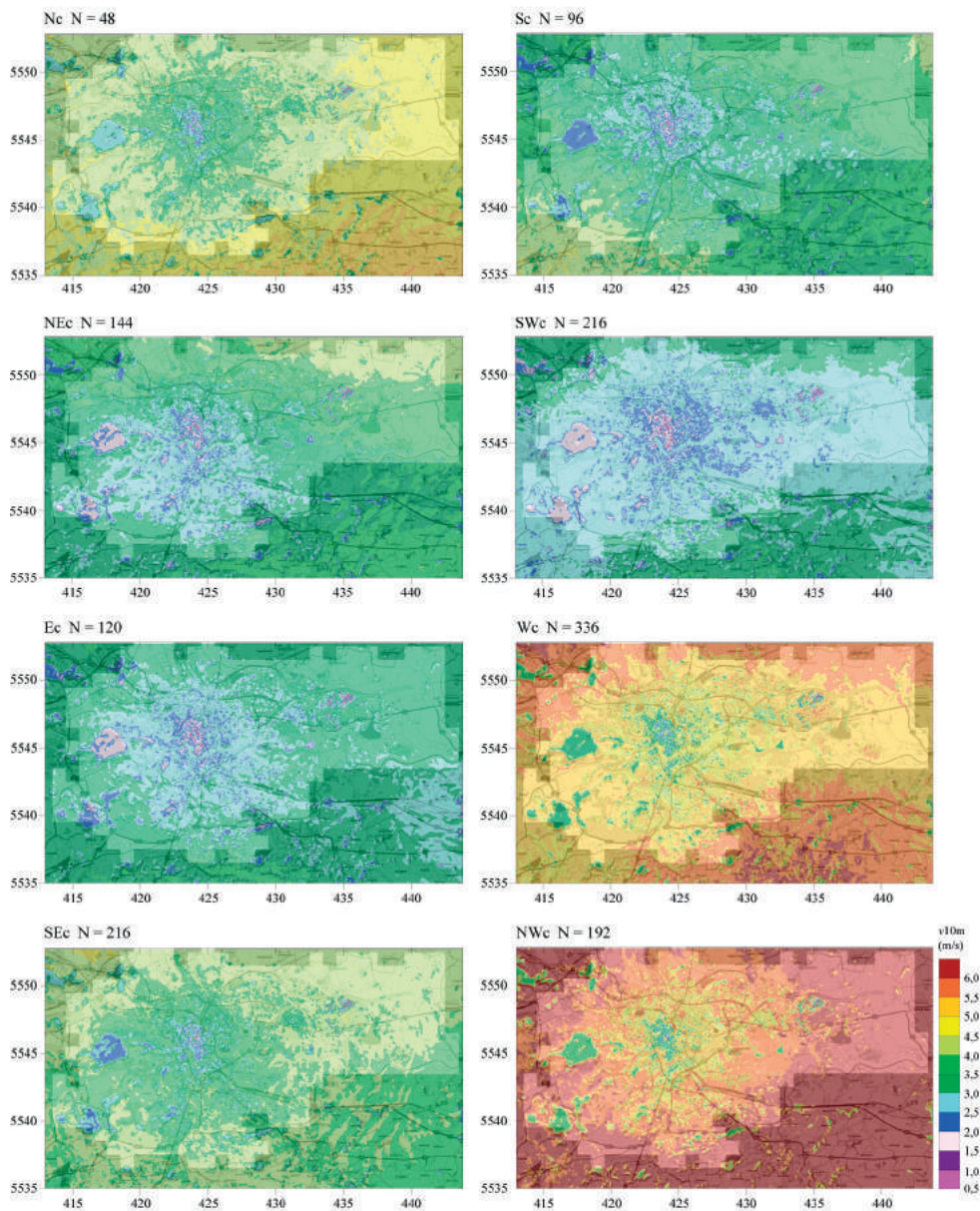
Rysunek 49

Mapy prędkości wiatru na wysokości 10 m dla Krakowa; prędkość wiatru uśredniona z godzinowych danych modelowych systemu HMS w zimie 2013 roku (miesiące I, II, XI, XII) oddzielnie dla różnych bezadwekcyjnych typów klasyfikacji Niedźwiedzia; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map



Rysunek 50

Mapy prędkości wiatru na wysokości 10 m dla Krakowa; prędkość wiatru uśredniona z godzinowych danych modelowych systemu HMS w zimie 2013 roku (miesiące I, II, XI, XII) oddzielnie dla różnych typów antycyklonalnych klasyfikacji Niedźwiedzia; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map



Rysunek 51

Mapy prędkości wiatru na wysokości 10 m dla Krakowa; prędkość wiatru uśredniona z godzinowych danych modelowych systemu HMS w zimie 2013 roku (miesiące I, II, XI, XII) oddzielnie dla różnych typów cyklonalnych klasyfikacji Niedzwiedzia; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map

w niniejszej pracy przywoływany w kontekście złej jakości powietrza. W tych warunkach prędkość wiatru jest w całym prezentowanym obszarze znacząco mniejsza niż dla innych typów cyrkulacji, mimo tego, że uśrednienie przeprowadzono dla stosunkowo dużej próby obejmującej 168 godzin, co powinno wpłynąć na rozmycie efektu. Najniższe uśrednione prędkości wiatru, rzędu 1 m/s, występują w centrum miasta oraz na wschód od niego, na znacznym obszarze doliny Wisły, rozszerzającym się na wysokości wsi Grabie. Wyraźny pas nieco większych prędkości wiatru rozciąga się na północnym zachodzie od centrum miasta.

Mniejsze prędkości wiatru w dolinie Wisły na wschód od miasta, w stosunku do innych, niezmodyfikowanych obecnością tkanki miejskiej obszarów, można zaobserwować także dla typów Ea, SEa i Sa, niemniej jednak obserwowane różnice nie są duże, a zakres prędkości wiatru podobny jak dla typów Na i NEa. Najbardziej sprzyjające usuwaniu zanieczyszczeń poza miasto są typy antycyklonalne Wa i NWa z wyraźnie większymi prędkościami wiatru.

Podobne zróżnicowanie prędkości wiatru występuje dla typów kierunkowych cyklonalnych (rys. 51) – z najmniejszymi prędkościami dla SWc i największymi dla Wc oraz NWc – przy jednoznacznie większych prędkościach w tej grupie w ogóle. Dlatego obraz uśrednionej prędkości wiatru dla typu SWc jest podobny do obrazu prędkości uzyskanego dla większości typów antycyklonalnych.

Dużo gorszymi warunkami do rozpraszania zanieczyszczeń charakteryzują się typy cyrkulacji bezadwekcyjnych, związanych z centrum wyżu (Ca), obecnością klina wyżowego (Ka) i bruzdą niskiego ciśnienia (Bc) oraz sytuacjami, gdy w danej dobie dochodzi do zmiany cyrkulacji (X) (rys. 49). Najmniej sprzyjające warunki uzyskano dla typu Ka, kiedy prędkości wiatru na niemal całym prezentowanym obszarze nie przekraczają 2 m/s. W rozdziale 2.4 wykazano, że w latach 1994-1999 w Krakowie podwyższone stężenia zanieczyszczeń występowały najczęściej właśnie w tym typie cyrkulacji.

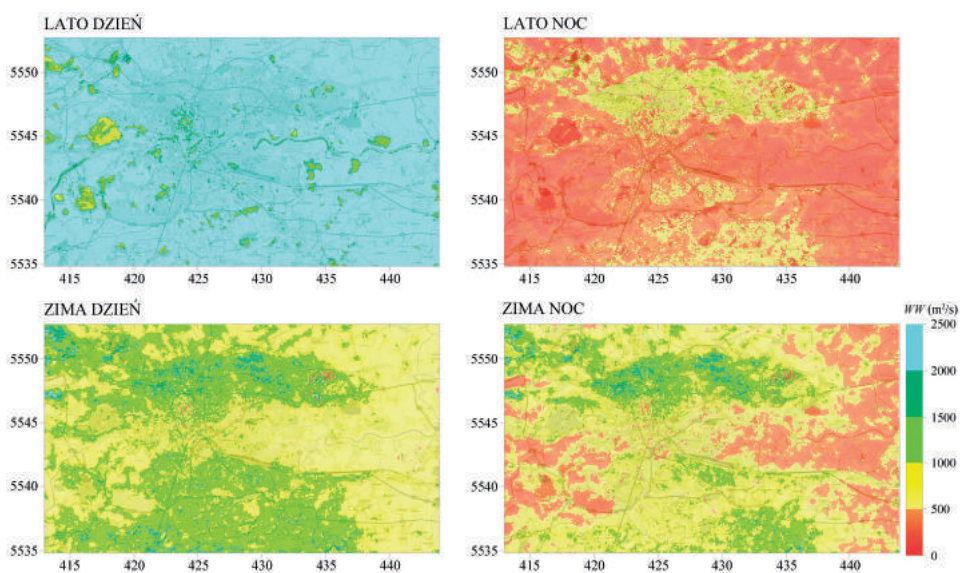
Mapy typów kierunkowych (rys. 50 i 51) pokazują, że tkanka miejska wpływa na zmniejszenie prędkości wiatru nie tylko lokalnie – całe miasto stanowi bowiem barierę powodującą spadek prędkości wiatru w kierunku nawietrznym od centrum. Obserwowany efekt, choć widoczny, nie jest dominujący.

4.4. Mapy wskaźnika wentylacji i ich związek z jakością powietrza w Krakowie

W poprzednim rozdziale wykazano, że określone warunki cyrkulacyjne sprzyjają występowaniu małych prędkości wiatru. Dwa typy – SWa i Ka – charakteryzujące się najmniejszymi prędkościami wiatru – odpowiadają za szczególnie niekorzystną jakość powietrza (patrz rozdział 2.4). Tym jednym parametrem nie można jednak wytłumaczyć poziomu stężeń w przypadku innych typów cyrkulacji. Analiza danych z wieloletniego monitoringu jakości powietrza dowodzi, że częste przekraczanie wybitnie niekorzystnych dla zdrowia mieszkańców stanów ostrzegawczych i alarmowych, oprócz podstawowej przyczyny, jaką jest wielkość emisji zanieczyszczeń, może mieć związek zarówno z odpowiedzialną za dyspersję poziomą prędkością wiatru, jak i siłą i zasięgiem

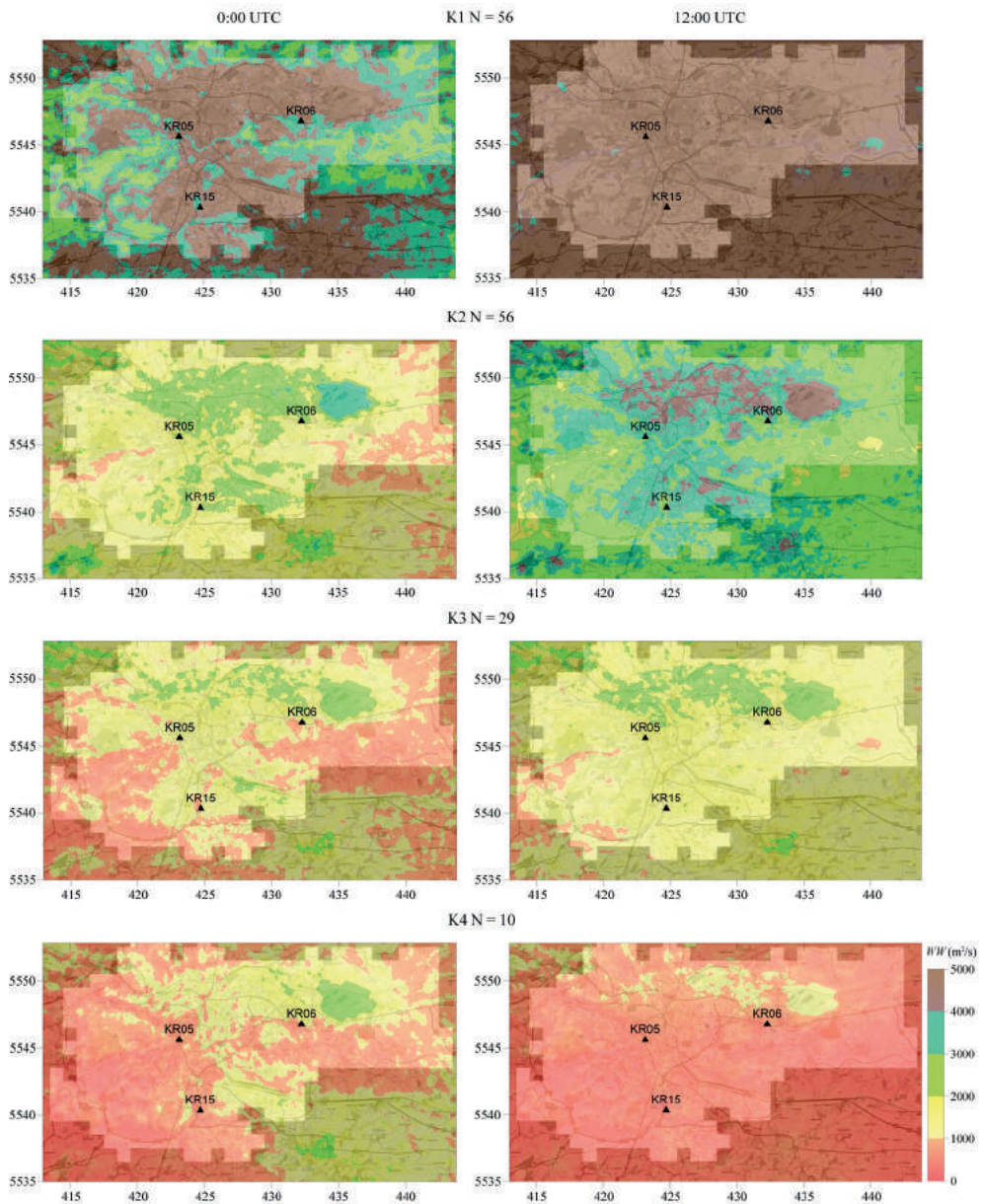
mieszania pionowego. Warunki dyspersji pionowej i poziomej są niezależne od wielkości emisji czy rodzaju wprowadzanego do powietrza zanieczyszczenia, mogą być zatem jedną z miar reakcji danego obszaru na wprowadzenie w jego obręb zanieczyszczeń powietrza. Taka miara jest adekwatna nie tylko dla zanieczyszczeń, których poziomy stężenia są monitorowane, ale wszystkich emitowanych na obszarze miasta i może służyć do obiektywnej oceny skuteczności wymiany powietrza pomiędzy miastem i jego otoczeniem w warstwie przy powierzchniowej. Ze względu na to, że za wymianę powietrza odpowiada zarówno mieszanie poziome, jak i pionowe proponuje się, jako miarę zdolności usuwania zanieczyszczeń, wprowadzenie tzw. wskaźnika wentylacji WW (ang. *Ventilation Index*), który jest iloczynem prędkości wiatru i wysokości warstwy mieszania.

Wskaźnik wentylacji wykazuje dużą zmienność dobową i roczną, co jest wynikiem zarówno zmienności dobowej i rocznej prędkości wiatru (rys. 18), jak i zmienności wysokości warstwy mieszania (rys. 34). Mapy uśrednionego wskaźnika wentylacji dla pory ciepłej (czerwiec i lipiec) i chłodnej (styczeń i grudzień), nocy (godziny 23-3 UTC) i dnia (godziny 11-15 UTC), dla godzin z niską prędkością wiatru zmierzoną na stacji synoptycznej w Krakowie Balicach ($v < 3$ m/s), przedstawiono na rysunku 52. Zimą, ze względu na mniejszy dopływ energii z promieniowania słonecznego i co za tym idzie mniejszą zmienność wysokości warstwy mieszania, wartości wskaźnika wentylacji dla dnia i nocy są podobne. W lecie duża dynamika procesów związanych z wymianą energii, a więc i duża zmienność klasy stabilności atmosfery i głębokości mieszania, skutkuje dużą różnicą wartości WW w dzień i w noc. Jest to niedoceniany czynnik, który częściowo odpowiada za niższy poziom stężeń zanieczyszczeń w lecie. Związek wskaźnika wentylacji WW z poziomem



Rysunek 52

Mapy przeciętnych wartości wskaźnika wentylacji w Krakowie dla zimy (styczeń i grudzień), lata (czerwiec i lipiec), dnia (godziny: 11-15 UTC) i nocy (godziny 23-3 UTC), uzyskane poprzez uśrednienie danych z 2013 roku dla niskich prędkości wiatru na stacji synoptycznej w Krakowie-Balicach ($v \leq 3$ m/s)



Rysunek 53

Mapy przeciętnych wartości wskaźnika wentylacji WW w Krakowie w zimie (I, II, III, XI, XII) 2013 roku dla 0:00 UTC (grafiki po lewej) i 12:00 UTC (grafiki po prawej) i czterech kategorii średnich dobowych PM_{10} : K1: $PM_{10} < 50 \mu\text{g}/\text{m}^3$, K2: $PM_{10} \in [50-100]$, K3: $PM_{10} \in [100-200]$, K4: $PM_{10} \geq 200 \mu\text{g}/\text{m}^3$; średnia dobowa PM_{10} do kategoryzacji została uzyskana ze średnich dobowych PM_{10} z trzech stacji: KR05 Aleje Krasińskiego, KR06 Bulwarowa, KR15 Kurdwanów; współrzędne UTM, strefa 34; podkład Open Street Map

stężeń zanieczyszczeń przedstawiono na rysunku 53, dla miesięcy chłodnej pory roku (XI-III) ze znaczącym udziałem emisji z systemów grzewczych. Należy jednak zdawać sobie sprawę, że w analizowanym okresie emisja zanieczyszczeń również fluktuuje. Zmienia się w cyklu tygodniowym (komunikacja) czy też zależnie od temperatury powietrza (systemy grzewcze), tak że przedstawiony obraz, jeśli chciałoby się go traktować jako podstawę do prognozy jakości powietrza, jest dużym uproszczeniem. Niemniej jednak wyraźnie widać, że jakość powietrza w Krakowie jest w dużej mierze związana z wartościami wskaźnika WW . Większa zależność stężeń PM_{10} od wskaźnika wentylacji występuje w ciągu dnia, jednakże dla obu prezentowanych terminów (0:00 i 12:00 UTC) obserwuje się wysokie wartości WW dla niskich stężeń pyłu zawieszonego PM_{10} , a niskie – dla epizodów smogowych ze znacznym przekroczeniem stężeń dopuszczalnych. Największe wartości wskaźnika wentylacji, wynoszące ponad $4\,000\text{ m}^2/\text{s}$, obserwowane są dla średnich dobowych stężeń $PM_{10} < 50\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ o 12:00 UTC na terenie całego miasta oraz o 0:00 UTC na terenach z dużą emisją ciepła antropogenicznego. Dla klasy stężeń dobowych $PM_{10} > 200\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ uśrednione wartości WW o 12:00 UTC są mniejsze od $1\,000\text{ m}^2/\text{s}$.

5. PODSUMOWANIE

Głównym celem przedstawionego opracowania było zbadanie, jak warunki meteorologiczne, z ich zmiennością dobową i roczną oraz uwarunkowaniami topograficznymi i szorstkościami, wpływają na kształtowanie wysokości stężeń zanieczyszczeń w Krakowie. Wielkość emisji oraz powierzchniowy i wysokościowy jej rozkład są oczywiście czynnikami pierwszoplanowymi, niemniej jednak, przy zadanym rozkładzie emisji, to warunki meteorologiczne wpływają na poziom imisji, czyli odpowiadają za wysokość stężeń zanieczyszczeń kilka metrów nad powierzchnią ziemi. Procesy zachodzące w warstwie granicznej atmosfery (ABL), związane zarówno z ogólną cyrkulacją atmosfery, jak też lokalną topografią i pokryciem terenu, odpowiadają bowiem za sposób i tempo rozprowadzania zanieczyszczeń oraz stwarzają, bądź nie, warunki do ich miejscowej kumulacji. Badanie wpływu ogólnej cyrkulacji atmosfery na wysokość stężeń zanieczyszczeń jest możliwe dzięki wprowadzeniu systemów klasyfikacyjnych łączących w klasy podobne warunki cyrkulacyjne. Opis metod tworzenia takich systemów wykracza poza zakres prezentowanych tutaj zagadnień. Zainteresowany czytelnik może zapoznać się z częścią z nich, studiując prace wykonane w ramach Akcji COST 733 *Harmonization and Application of Weather Type Classifications for European Regions* [Philipp i in. 2010; Tveito i in. 2016]. Analiza możliwości wykorzystania systemów klasyfikacyjnych do różnicowania poziomu stężeń zanieczyszczeń wykazała, że polskie klasyfikacje Niedźwiedzia [1981] i Lityńskiego [Pianko-Kluczyńska 2007] bardzo dobrze sprawdzają się przy badaniu jakości powietrza zimą.

Przeprowadzone badania wskazują, że epizody wysokich stężeń zanieczyszczeń w Krakowie występują najczęściej w warunkach antycyklonalnych, szczególnie związanych z obecnością klina wyżu oraz spływem z południowego zachodu (typy cyrkulacji: Ka i SWa Niedźwiedzia oraz 000 i SWa Lityńskiego). Jak pokazały wyniki modelowania (rozdział 4.3), dla tych typów cyrkulacji w zimie obserwuje się w Krakowie najmniejsze prędkości wiatru (rys. 49 i 50), co może być jedną z przyczyn obserwowania w takich warunkach wysokich stężeń zanieczyszczeń (rozdział 2.7); związane są z nimi także długo utrzymujące się inwersje wzniesione, ograniczające zasięg pionowego mieszania (rys. 41), mała wysokość inwersji dolnych (rys. 43) i często występująca równowaga słabo chwiejna C (rys. 44). Analizy przeprowadzone łącznie dla wszystkich typów cyrkulacji z wykorzystaniem danych sodarowych (rozdział 3.3) potwierdziły, że równowaga słabo chwiejna C oraz związana z obecnością inwersji wzniesionych równowaga E towarzyszą najwyższym stężeniom zanieczyszczeń (rys. 39). Wykazano także (rys. 37), że stężenia zanieczyszczeń są silnie związane z wysokością struktur obserwowanych na sodarze, zwłaszcza z wysokością konwekcji. Przytoczone badania dowodzą prawdziwości tezy, że wysokość imisji zależy nie tylko od prędkości wiatru, ale także od stratyfikacji termicznej i wydajności termicznie uwarunkowanych procesów

mieszania w miejskiej warstwie granicznej UBL. Reasumując można stwierdzić, że układy cyrkulacyjne klasyfikowane przez Niedźwiedzia jako SWa i Ka wiążą się z zespołem współzależnych czynników, takich jak niskie prędkości wiatru, liczne warstwy wzniesione, niskie warstwy dolne i duży udział równowagi słabo chwiejnej C, z których każdy w mniejszym lub większym stopniu ogranicza dyspersję zanieczyszczeń, prowadząc do wysokich stężeń zanieczyszczeń w Krakowie.

Czynniki lokalne, związane z rzeźbą powierzchni ziemi oraz obecnością elementów szorstkości, są także istotne dla rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. Wklęsłe formy terenu charakteryzują się większym udziałem inwersji dolnych, które formowane są w nocy dzięki ruchowi chłodnego powietrza w dół wzdłuż zboczy. Równowaga silnie stała F związana z takim procesem uniemożliwia wydajne mieszanie zanieczyszczeń wyemitowanych w jej obrębie. Urozmaicona rzeźba terenu zwiększa ponadto turbulencyjność przepływu powietrza i ogranicza prędkość wiatru. W przypadku Krakowa ukształtowanie powierzchni ziemi jest czynnikiem zwiększającym częstotliwość cisz wiatrowych w niektórych rejonach miasta (rys. 16) oraz warunkującym różny udział poszczególnych kierunków wiatru w poszczególnych lokalizacjach – nawet dla stacji umieszczonych poza bezpośrednim oddziaływaniem elementów szorstkości (stacja Balice na rys. 17 oraz rys. 21).

Na ograniczenie prędkości wiatru w ogromnym stopniu wpływa także infrastruktura miejska, w pewnych warunkach skrajnie utrudniając usuwanie zanieczyszczeń wyemitowanych w kanionach ulicznych. Wraz ze zwiększaniem udziału powierzchni zabudowanej przepływ powietrza zmienia swój charakter z izolowanego, w obecności rzadko rozmieszczonych budynków, poprzez szorstkościowo zakłócony, w którym wiatr penetruje do wnętrza kanionów ulicznych wywołując w nich często ruch wirowy, aż do ślizgowego, w którym wiatr nie penetruje do wnętrza kanionów ulicznych. Z drugiej strony w miejskiej warstwie dachowej mamy do czynienia ze znaczną modyfikacją strumieni ciepła i wilgoci, wynikającą z dużego udziału powierzchni sztucznych. Efektem jest występowanie miejskich wysp ciepła [Bokwa i in. 2015] i dużo mniejszy niż poza miastem udział równowagi stałej. Te dwa ostatnie czynniki sprzyjają raczej niż utrudniają usuwaniu zanieczyszczeń, wpływając na ruch powietrza wywoływany kontrastami termicznymi oraz zwiększając możliwość mieszania pionowego zanieczyszczeń.

O ile warunki cyrkulacyjne i ukształtowanie terenu są czynnikami kształtującymi wysokość stężeń zanieczyszczeń, na które nie mamy wpływu, o tyle można uzyskać pewien wpływ na wielkość emisji i rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń poprzez właściwe kształtowanie przestrzeni miejskiej oraz ograniczenie emisji zanieczyszczeń w kluczowych obszarach. Oba te działania wymagają narzędzi wspomagających proces planowania. Jednym z nich jest Hybrydowy System Modelowania HMS, służący do modelowania prędkości wiatru w obrębie tkanki miejskiej. W HMS, oprócz standardowego modelowania numerycznego wykorzystującego dane z systemu modeli ALADIN/MM5/CALMET, zastosowano formuły empiryczne [Cionco 1972; Macdonald 2000; Kanda i in. 2013] z parametrami morfometrycznymi miasta, wyznaczonymi w projekcie MONIT-AIR z danych z ewidencji gruntów i budynków EGİB oraz skanowania laserowego miasta Krakowa [Bajorek-Zydroń, Wężyk 2016]. Efektem modelowania HMS są m.in. uśrednione dla całego roku mapy prędkości wiatru na różnych wysokościach, uwzględniające wysokość i powierzchnię

zabudowy w poszczególnych oczkach siatki o boku 100 m (rys. 46). Mapy warunków anemologicznych sporządzone dla różnych wysokości nad powierzchnią ziemi zawierają istotne informacje o obszarach miasta, które powinny być priorytetowe przy planowaniu ograniczania niskiej emisji oraz zamknięte, jeśli chodzi o lokalizację nowych emitorów. Mapa prędkości wiatru na wysokości 4 m może wspomóc planowanie ograniczenia wpływu zanieczyszczeń z emisji komunikacyjnej. Mapa dla wysokości 10 m powinna być uwzględniana przy planowaniu harmonogramu ograniczania emisji z systemów grzewczych, zaś mapa prędkości wiatru na wysokości 15 m pokazuje, w których obszarach najlepiej lokalizować wysokie źródła emisji. Przy pomocy systemu HMS udało się także uzyskać mapy obszarów wspomagających wymianę powietrza w Krakowie (rys. 48a, b). Wyznaczono (rozdział 4.2) pięć głównych i cztery drugorzędne obszary wymiany powietrza, w których, aby nie pogorszyć już i tak złych warunków przewietrzania miasta, powinno się ograniczyć zabudowę.

Ogromna dynamika procesów przebiegających w warstwie granicznej atmosfery sprawia, że warunki meteorologiczne, stanowiące przy danym rozkładzie emisji czynnik determinujący poziom imisji zanieczyszczeń, tworzą splot uwarunkowań i związków przyczynowo-skutkowych trudnych do rozwikłania. Autorka ma nadzieję, że przedstawione analizy choć w części pozwolą uporządkować ten obszar badań.

Podziękowania

Dziękuję wszystkim tym, którzy przyczynili się do powstania prezentowanej Państwu książki – zwłaszcza wszystkim moim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Teledetekcji Atmosfery i Zakładu Modelowania Zanieczyszczeń Powietrza w IMGW-PIB. Dziękuję również współuczestnikom projektu MONIT-AIR, a w szczególności jego kierownikowi Janowi Urbańczykowi z Urzędu Miasta Krakowa, dr. Przemysławowi Szwałko z Zarządu Zieleni Miejskiej UMK oraz wszystkim pracownikom firmy ProGeaConsulting biorącym udział w opracowaniu danych ze skanowania laserowego miasta Krakowa. Dziękuję Urzędowi Miasta Krakowa za udostępnienie danych z sieci drogowej TRAX, a także Zakładowi Klimatologii IGiGP Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz Zakładowi Fizyki Środowiska Wydziału Fizyki i Informatyki Stosowanej AGH za udostępnienie danych ze stacji meteorologicznych usytuowanych na dachach budynków. Specjalne podziękowania kieruję do Recenzenta pracy, prof. dr hab. inż. Katarzyny Judy-Rezler, za cenne uwagi, które przyczyniły się do zwiększenia klarowności i spójności przekazu oraz sformułowania ostatecznych wniosków.

Bibliografia

- Allwine K.J., Whiteman C.D., 1985, MELGAR: a mesoscale air quality model for complex terrain. Volume 1. Overview, technical description and user's guide, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington, DOI: 10.2172/5899806
- Bagieński Z., 2006, Wyznaczanie emisji ciepła antropogenicznego z aglomeracji miejskiej, *Inżynieria i Ochrona Środowiska*, 9 (1), 61-78
- Bajorek-Zydroń K., Wężyk P. (red.), 2016, Atlas pokrycia terenu i przewietrzania Krakowa, Urząd Miasta Krakowa, Wydział Kształtowania Środowiska, Kraków, dostępne online <http://www.ekocentrum.krakow.pl/939,a,atlas-pokrycia-terenu-i-przewietrzania-krakowa.htm> (12.12.2018)
- Barlow J.F., Dunbar T.M., Nemitz E.G., Wood C.R., Gallagher M.W., Davies F., O'Connor E., Harrison R.M., 2011, Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPAREE-II, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 (5), 2111-2125, DOI: 10.5194/acp-11-2111-2011
- Batchvarova E., Gryning S.-E., 1991, Applied model for the growth of the daytime mixed layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 56 (3), 261-274, DOI: 10.1007/BF00120423
- Batchvarova E., Gryning S.-E., 1994, An applied model for the height of the daytime mixed layer and the entrainment zone, *Boundary-Layer Meteorology*, 71 (3), 311-323, DOI: 10.1007/BF00713744
- Bell M.L., Davis D.L., 2001, Reassessment of the lethal London fog of 1952: novel indicators of acute and chronic consequences of acute exposure to air pollution, *Environmental Health Perspectives*, 109 (Suppl. 3), 389-394, DOI: 10.1289/ehp.01109s3389
- Bell M.L., Davis D.L., Fletcher T., 2004, A retrospective assessment of mortality from the London smog episode of 1952: the role of influenza and pollution, *Environmental Health Perspectives*, 112 (1), 6-8, DOI: 10.1289/ehp.6539
- Błażejczyk K., 2008, Analiza stanu aerosanitarnego Krakowa oraz opracowanie koncepcji układu nawietrzania miasta i regeneracji powietrza wraz ze wskazaniem możliwości rozwoju określonych funkcji i ograniczeń w użytkowaniu, ekspertyza, *Zmiana Studium Uwarunkowań i Kierunków Zagospodarowania Przestrzennego Miasta Krakowa*, Warszawa, materiał niepublikowany
- Bokwa A., Hajto M.J., Walawender J.P., Szymanowski M., 2015, Influence of diversified relief on the urban heat island in the city of Kraków, Poland, *Theoretical and Applied Climatology*, 122 (1-2), 365-382, DOI: 10.1007/s00704-015-1577-9
- Burian S.J., Ching J., 2009, Development of gridded fields of urban canopy parameters for advanced urban meteorological and air quality models, EPA/600/R-10/007, dostępne online file:///C:/Users/rstepnowski/Desktop/CHING_SI%20213904_021010.PDF (12.12.2018)
- Canepa E., 2004, An overview about the study of downwash effects on dispersion of airborne pollutants, *Environmental Modelling & Software*, 19 (12), 1077-1087, DOI: 10.1016/j.envsoft.2003.11.011

- Carson D.J., 1973, The development of a dry inversion-capped convectively unstable layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99 (421), 450-467, DOI: 10.1002/qj.49709942105
- Cionco R.M., 1972, A wind profile index for canopy flow, *Boundary-Layer Meteorology*, 3 (2), 255-263, DOI: 10.1007/BF02033923
- Demuzere M., Ustrnul Z., Bardossy A., Bertalanic R., Bogucka M., Cahynova M., Caian M., Casado M.J., Fleig A., Frei C., Georgescu F., Godłowska J., Kassomenos P., Latinov L., Pastor M.A., Pianko-Kluczyńska K., Pongracz R., Prudhomme C., 2008, COST 733 – WG4: applications of weather type classifications, COST 733 mid-term Conference, 22-25 października, Kraków, poster
- Dębicka K., 1999, Częstotliwość występowania dni z całodziennymi inwersjami w Krakowie, *Wiadomości IMGW*, 22 (3), 93-105
- Dockery D.W., Pope C.A., Xu X., Spengler J.D., Ware J.H., Fay M.E., Ferris B.G. Jr, Speizer F.E., 1993, An association between air pollution and mortality in six U.S. cities, *New England Journal of Medicine*, 329 (24), 1753-1759, DOI: 10.1056/NEJM199312093292401
- Dyer A.J., 1974, A review of flux-profile relationships, *Boundary-Layer Meteorology*, 7 (3), 363-372, DOI: 10.1007/BF00240838
- Engelbart D.A.M., Monna W.A., Nash J., Matzler C. (red.), 2009, Integrated ground-based remote-sensing stations for atmospheric profiling, Publication Office of the European Union, Luksemburg, DOI: 10.2831/10752
- EPA, 2008, AERSURFACE User's Guide, EPA-454/B-08-001, dostępne online https://www3.epa.gov/scram001/7thconf/aermod/aersurface_userguide.pdf (12.12.2018)
- Feleksy-Bielak M., Tomaszewska A.M., Walczewski J., 2004, Wskaźniki meteorologiczne warunków dyspersji zanieczyszczeń powietrza na stacji Kraków-Czyżyny z lat 2000-2002, *Wiadomości IMGW*, 27 (1), 13-20
- Fisher B., Joffe S., Kukkonen J., Piringer M., Rotach M., Schatzmann M. (red.), 2005, *Meteorology applied to urban air pollution problems*, Final COST-715 report, Demetra Ltd Publishers
- Flanner M.G., 2009, Integrating anthropogenic heat flux with global climate models, *Geophysical Research Letters*, 36 (2), L02801, DOI: 10.1029/2008GL036465
- German K., 2001, Fizycznogeograficzne regiony województwa małopolskiego, *Folia Geographica. Seria Geographica-Oeconomica*, 31-32, 9-38
- German K., 2007, Środowisko przyrodnicze Krakowa i jego wpływ na warunki klimatyczne, [w:] *Klimat Krakowa w XX wieku*, D. Matuszko (red.), IIGGP UJ, Kraków, 11-19
- Glotfelty T., Tewari M., Sampson K., Duda M., Chen F., Ching J., 2013, NUDAPT 44 Documentation 04/25/2013, dostępne online https://ral.ucar.edu/sites/default/files/public/product-tool/NUDAPT_44_Documentation.pdf (12.12.2018)
- Godłowska J., 2004, The particulate matter PM10 air pollution in Cracow, *Wiadomości IMGW*, 27 (1), 79-90
- Godłowska J., 2005a, Wykorzystanie anemometru akustycznego do wyznaczania strumienia ciepła jawnego – porównanie pomiarów z wartościami uzyskanymi z formuł parametrycznych, *Wiadomości IMGW*, 28 (1), 41-52
- Godłowska J., 2005b, Związek stanu równowagi atmosfery określony na podstawie obrazu sodarowego ze strumieniem ciepła i energią w warstwie przyziemnej, *Wiadomości IMGW*, 28 (3-4), 37-49

- Godłowska J., 2008, Wpływ cyrkulacji atmosfery (wg Lityńskiego) na występowanie podwyższonych stężeń zanieczyszczeń i niekorzystnych warunków wentylacji w Krakowie, [w:] Ekstrema pogodowe w Polsce – obserwacje, pomiary, prognozy, M. Maciejewski, M.S. Ostojki (red.), Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 82-98
- Godłowska J., Kaszowski W., 2011, Uruchomienie zespołu modeli ALADIN/MM5/CALMET/CALPUFF, *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej*, 55 (1-2), 69-88
- Godłowska J., Kaszowski W., 2019, Testing various morphometric methods to determine vertical profile of wind speed in Krakow, Poland, *Boundary Layer Meteorology*, DOI :10.1007/s10546-019-00440-9
- Godłowska J., Kaszowski W., Hajto M., Tomaszewska A.M., 2012, Wpływ sposobu przygotowania meteorologicznych danych wejściowych w systemie FAPPS na jakość pola wiatru i głębokości mieszania. Konsekwencje dla prognozy PM10, [w:] *Ochrona powietrza w teorii i praktyce*, Tom 2, J. Koniecznyński (red.), Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, Zabrze, 75-88
- Godłowska J., Kaszowski W., Hajto M., Rozwoda W., 2011, Wpływ parametryzacji warstwy granicznej atmosfery i asymilacji danych obserwacyjnych na wyniki zespołu modeli ALADIN/MM5/CALMET/CALPUFF, *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej*, 55 (4), 19-47
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., 1999, Metodyka analizy danych ze stacji monitoringowych, *Wiadomości IMGW*, 22 (3), 75-91
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., 2000, Imisja wybranych zanieczyszczeń powietrza a procesy w warstwie granicznej – analiza statystyczna, *Wiadomości IMGW*, 23 (3), 47-52
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., 2005, Porównanie głębokości warstwy mieszania określonych na podstawie sodaru i pionowego profilu temperatury potencjalnej, *Wiadomości IMGW*, 28 (1), 63-71
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., 2010, Relations between circulation and winter air pollution in Polish urban areas, *Archives of Environmental Protection*, 36 (4), 55-66
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., Hajto M., 2008, Związek wysokości imisji zanieczyszczeń w Krakowie z warunkami w miejskiej warstwie granicznej, określonymi na podstawie danych sodarowych, [w:] *Klimat i bioklimat miast*, K. Kłysik, J. Wibig, K. Fortuniak (red.), Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 455-465
- Godłowska J., Tomaszewska A.M., Kaszowski W., Hajto M., 2012, Comparison between modelled (ALADIN/MM5/CALMET) and measured (SODAR) planetary boundary layer height, *Proceedings of 8th International Conference on Urban Climates*, 6-10 sierpnia, Dublin, Irlandia
- Godłowska J., Walczewski J., 1998, Próba określenia uwarunkowań porannych przemian struktury warstwy granicznej, *Wiadomości IMGW*, 21 (1), 49-60
- Grimmond C.S.B., Oke T.R., 1999, Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form, *Journal of Applied Meteorology*, 38 (9), 1262-1292, DOI: 10.14288/1.0041952
- Gromke C., Buccolieri R., Di Sabatino S., Ruck B., 2008, Dispersion study in a street canyon with tree planting by means of wind tunnel and numerical investigations – Evaluation of CFD data with experimental data, *Atmospheric Environment*, 42 (37), 8640-8650, DOI: 10.1016/j.atmosenv.2008.08.019
- GUS, 2015, Zużycie paliw i nośników energii w 2014 roku, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa, 19 s.

- Hajto M.J., Godłowska J., Kaszowski W., Tomaszewska A.M., 2012, System prognozowania rozprzestrzeniania zanieczyszczeń powietrza FAPPS – założenia, możliwości, rozwój, [w:] Ochrona powietrza w teorii i praktyce, Tom 2, J. Koniecznyński (red.), Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, Zabrze, 89-96
- Hanna S.R., 2012, Urban boundary layer formulations for use in dispersion models, Proceedings of 8th International Conference on Urban Climates, 6-10 sierpnia, Dublin, Irlandia, ICUC8 Conference Paper, 185
- Hanna S.R., White J., Zhou Y., 2007, Observed wind, turbulence and dispersion in build-up downtown areas in Oklahoma City and Manhattan, *Boundary-Layer Meteorology*, 125 (3), 441-468, DOI: 10.1007/s10546-007-9197-2
- Hanna S.R., Zhou Y., 2009, Space and time variations in turbulence during the Manhattan Midtown 2005 field experiment, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 2295-2304, DOI: 10.1175/2009JAMC2046.1
- Hess M., 1969, Klimat podregionu miasta Krakowa, *Folia Geographica. Series Geographica-Physica*, 3, 5-63
- Hess P., Brezowsky H., 1952, Katalog der Grosswetterlagen Europas, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 33
- Holtslag A.A.M., van Ulden A.P., 1983, A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data, *Journal of Applied Meteorology*, 22 (4), 517-529, DOI: 10.1175/1520-0450(1983)022<0517:ASSFDE>2.0.CO;2
- Huth R., Beck C., Philipp A., Demuzere M., Ustrnul Z., Cahynová M., Kyselý J., Tveito O.E., 2008, Classifications of atmospheric circulation patterns: recent advances and applications, *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 105-152, DOI: 10.1196/annals.1446.019
- James P.M., 2007, An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe, *Theoretical and Applied Climatology*, 88 (1-2), 17-42, DOI: 10.1007/s00704-006-0239-3
- Jędrychowski I., 2007, Lotnicze skanowanie laserowe Krakowa, *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 17a, 339-345
- Jędrychowski W.A., Galas A., Pac A., Flak E., Camman D., Rauh V., Perera F., 2005, Prenatal ambient air exposure to polycyclic aromatic hydrocarbons and the occurrence of respiratory symptoms over the first year of life, *European Journal of Epidemiology*, 20 (9), 775-782, DOI: 10.1007/s10654-005-1048-1
- Jędrychowski W.A., Perera F.P., Maugeri U., Mróz E., Klimaszewska-Rembiasz M., Flak E., Edwards S., Spengler J.D., 2010, Effect of prenatal exposure to fine particulate matter on ventilatory lung function of preschool children of non-smoking mothers. Krakow inner city birth cohort prospective study, *Paediatric and Perinatal Epidemiology*, 24 (5), 492-501, DOI: 10.1111/j.1365-3016.2010.01136.x
- Kanda M., Inagaki A., Miyamoto T., Gryschka M., Raasch S., 2013, A new aerodynamic parametrization for real urban surfaces, *Boundary-Layer Meteorology*, 148 (2), 357-377, DOI: 10.1007/s10546-013-9818-x
- Karliński F., 1877, Pierwsze przypadki mierzenia chyżości wiatru w Krakowie, *Rozprawy i Sprawozdania z Posiedzeń Wydział Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności*, 4
- Kastner-Klein P., Fedorovich E., Rotach M.W., 2001, A wind tunnel study of organized and turbulent air motions in urban street canyons, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 89 (9), 849-861, DOI: 10.1016/S0167-6105(01)00074-5

- Kaszowski W., Walczewski J., 2004, Adaptation of the Central Observing Station in Cracow to the requirements of the model of a ground-based remote sensing station, *Wiadomości IMGW*, 27 (3), 75-81
- Kent C.W., Grimmond C.S.B., Barlow J., Gatey D., Kotthaus S., Lindberg F., Halios C.H., 2017a, Evaluation of urban local-scale aerodynamic parameters: implications for the vertical profile of wind speed and for source areas, *Boundary-Layer Meteorology*, 164 (2), 183-213, DOI: 10.1007/s10546-017-0248-z
- Kent C.W., Grimmond C.S.B., Gatey D., 2017b, Aerodynamic roughness parameters in cities: inclusion of vegetation, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 169, 168-176, DOI: 10.1016/j.jweia.2017.07.016
- Kent C.W., Grimmond C.S.B., Gatey D., Barlow J.F., 2018a, Assessing methods to extrapolate the vertical wind-speed profile from surface observations in a city centre during strong winds, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 173, 100-111, DOI: 10.1016/j.jweia.2017.09.007
- Kent C.W., Lee K., Ward H.C., Hong J.-W., Hong J., Gatey D., Grimmond C.S.B., 2018b, Aerodynamic roughness variation with vegetation: analysis in a suburban neighbourhood and a city park, *Urban Ecosystems*, 21 (2), 227-243, DOI: 10.1007/s11252-017-0710-1
- Koizumi A., Motoyama J., Sawata K., Sasaki Y., Hirai T., 2010, Evaluation of drag coefficients of poplar-tree crowns by a field test method, *Journal of Wood Science*, 56 (3), 189-193, DOI: 10.1007/s10086-009-1091-8
- Kosiba A., 1962, Charakterystyka twórczości Eugeniusza Romera. *Prace Romera w dziedzinie klimatologii i hydrometeorologii*, [w:] *Wybór Prac*, 3, Polskie Towarzystwo Geograficzne, PWN, Warszawa, 9-20
- Lamb H.H., 1950, Types and spells of weather around the year in the British Isles: Annual trends, seasonal structure of years, singularities, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 76 (330), 393-429, DOI: 10.1002/qj.49707633005
- Lettau H., 1969, Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element Description, *Journal of Applied Meteorology*, 8 (5), 828-832, 10.1175/1520-0450(1969)008<0828:NOAR-PE>2.0.CO;2
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., Bartosik J., Czerwieniec M., 1982, *Wpływ miasta na klimat lokalny*, Instytut Kształtowania Środowiska, Warszawa, 106 s.
- Liu M.-K., Yocke M.A., 1980, Sitting of wind turbine generators in complex terrain, *Journal of Energy*, 4 (1), 10-16, DOI: 10.2514/3.62455
- Macdonald R.W., 2000, Modelling the mean velocity profile in the urban canopy layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 97 (1), 24-45, DOI: 10.1023/A:1002785830512
- Macdonald R.W., Hall D.J., Walker S., 1998, Wind tunnel measurements of wind speed within simulated urban arrays, BRE Client Report CR 243/98, Building Research Establishment, 34 s.
- Marht L., 1982, Momentum balance of gravity flows, *Journal of Atmospheric Sciences*, 39 (12), 2701-2711, DOI: 1520-0469(1982)039<2701:MBOGF>2.0.CO;2
- Matuszko D. (red.), 2007, *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGGP UJ, Kraków, 250 s.
- Maul P.R., 1980, Atmospheric transport of sulfur compound pollutants, Thesis submitted to Imperial College London for the Degree of Doctor of Philosophy, dostępne online <https://spiral.imperial.ac.uk/bitstream/10044/1/35253/2/Maul-PR-1980-PhD-Thesis.pdf> (12.12.2018)

- Milata S., 1959, Częstotliwość inwersji względnych temperatury powietrza w Krakowie w latach 1954, 1955 i 1957, *Przegląd Geofizyczny*, 4 (1), 19-37
- Morawska-Horawska M., 1978, Przebieg zmienności pionowego profilu prędkości wiatru w warstwie 300 m w Krakowie, *Wiadomości IMGW*, 25 (2-3), 123-129
- NCAR, 2004, PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide: MM5 Modeling System Version 3, Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, dostępne online http://222.195.136.24/lecture/MM5_Web/TutTOC.html (12.12.2018)
- Netzel P., Stano S., Zarębski M., 1995, Vertical doppler sodar VDS, *Wiadomości IMGW*, 18 (3-4), 119-125
- Netzel P., Stano S., Zarębski M., 2000, Trójmonostatyczny sodar dopplerowski 3DDS, *Wiadomości IMGW*, 23 (3), 131-136
- Neupane B., Jerrett M., Burnett R.T., Marrie T., Arain A., Loeb M., 2010, Long-term exposure to ambient air pollution and risk of hospitalization with community-acquired pneumonia in older adults, *American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine*, 181 (1), 47-53, DOI: 10.1164/rccm.200901-0160OC
- Niedźwiedz T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły, *Rozprawy Habilitacyjne*, nr 58, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 165 s.
- Niedźwiedz T., 1986, Charakterystyka cyrkulacji atmosferycznej nad Krakowem w lutym 1984 r. na tle przebiegu wieloletniego, *Wiadomości IMGW*, 9 (3), 19-25
- Niedźwiedz T., 2013, Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej – zbiór komputerowy, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec, dostępne online <http://www.kk.wnoz.us.edu.pl/nauka/kalendarz-typow-cyrkulacji/> (12.12.2018)
- Oke T.R., 2004, Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites, *Instruments and Observing Methods Report No. 81*, WMO/TD No. 1250, 47 s.
- Pasquill F., 1961, The estimation of the dispersion of windborne material, *Meteorological Magazine*, 90 (1063), 33-49
- Paulson C.A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *Journal of Applied Meteorology*, 9 (6), 857-861, DOI: 10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2
- Pénard-Morand C., Raheison C., Charpin D., Kopferschmitt C., Lavaud F., Caillaud D., Annesi-Maesano I., 2010, Long-term exposure to close-proximity air pollution and asthma and allergies in urban children, *European Respiratory Journal*, 36 (1), 33-40, DOI: 10.1183/09031936.00116109
- Perera F.P., Li Z., Whyatt R., Hoepner L., Wang S., Camann D., Rauh V., 2009, Prenatal airborne polycyclic aromatic hydrocarbon exposure and child IQ at age 5 years, *Pediatrics*, 124 (2), e195-202, DOI: 10.1542/peds.2008-3506
- Philipp A., Bartholy J., Beck C., Erpicum M., Esteban P., Fettweis X., Huth R., James P., Jourdain S., Kreienkamp F., Krennert T., Lykoudis S., Michalides S.C., Pianko-Kluczyńska K., Post P., Alvarez D.R., Schiemann R., Spekat A., Tymvios F.S., 2010, Cost733cat – a database of weather and circulation type classifications, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35 (9-12), 360-373, DOI: 10.1016/j.pce.2009.12.010

- Pianko-Kluczyńska K., 2007, Nowy kalendarz typów cyrkulacji atmosfery według J. Lityńskiego, *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej*, 51 (4), 65-85
- Piringer M., Joffre S. (red.), 2005, The urban surface energy budget and mixing height in European cities: data, models and challenges for urban meteorology and air quality, Final Report of Working Group 2 of COST-715 Action, dostępne online <http://cost.fmi.fi/wg2/FINAL%20REPORTWG2.pdf> (12.12.2018)
- Plate E.J., 1995, Urban climates and urban climate modelling: An introduction, [w:] *Wind climate in cities*, J.E. Cermak, A.G. Davenport, E.J. Plate, D.X. Viegas (red.), Kluwer Academic Publishers, 23-29
- Ptaszycka-Jackowska D., Maciejowski W., 2011, Przyrodnicze uwarunkowania rozwoju turystyki i rekreacji, [w:] *Kraków jako ośrodek turystyczny*, M. Mika (red.), IGiP UJ, Kraków, 57-86
- Raport, 2004, Raport roczny z wykonania zadań dotyczących specjalnego programu badawczego w roku 2004 "Dostosowanie Centralnej Stacji Obserwacyjnej w Krakowie do wymagań tworzonych w ramach UE przez akcję COST 720 modelu naziemnej stacji teledetekcyjnej", materiał niepublikowany
- Raupach M.R., 1992, Drag and drag partition on rough surfaces, *Boundary-Layer Meteorology*, 60 (4), 375-395, DOI: 10.1007/BF00155203
- Rosenlund M., Forastiere F., Porta D., De Sario M., Badaloni C., Perucci C.A., 2009, Traffic-related air pollution in relation to respiratory symptoms, allergic sensitisation and lung function in schoolchildren, *Thorax*, 64 (7), 573-580, DOI: 10.1136/thx.2007.094953
- Rozwoda W., 1995, Wysokościowe charakterystyki wiatru w Krakowie w zależności od stanów równowagi atmosfery, *Wiadomości IMGW*, 18 (3-4), 109-117
- Rozwoda W., 1997, Badania przebiegu prędkości i kierunku wiatru w warstwie granicznej w warunkach określanych jako cisza wiatrowa, *Wiadomości IMGW*, 20 (1), 130-137
- Rozwoda W., 1998, Skręt wiatru w warstwie granicznej – charakterystyka przebiegu dobowego w Krakowie na podstawie pomiarów sodarem dopplerowskim, *Wiadomości IMGW*, 21 (1), 155-160
- Scire J.S., Robe F.R., Fernau M.E., Yamartino R.J., 2000a, A user's guide for the CALMET Meteorological Model (Version 5.0), Earth Tech, Inc., Concord, MA, dostępne online http://www.src.com/calpuff/download/CALMET_UsersGuide.pdf (12.12.2018)
- Scire J.S., Strimaitis D.G., Yamartino R.J., 2000b, A user's guide for the CALPUFF Dispersion Model (Version 5.0), Earth Tech, Inc., Concord, MA, dostępne online http://www.src.com/calpuff/download/CALPUFF_UsersGuide.pdf (12.12.2018)
- Stewart I.D., Oke T.R., 2012, 'Local climate zones' for urban temperature studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93 (12), 1879-1900, DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00019.1
- Stewart I.D., Oke T.R., Kravenhoff E.S., 2014, Evaluation of the 'local climate zone' scheme using temperature observations and model simulations, *International Journal of Climatology*, 34 (4), 1062-1080, DOI: 10.1002/joc.3746
- Stull R.B., 1988, *An introduction to boundary-layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 670 s.
- Suryjak W., 1986, Warunki meteorologiczne rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń atmosfery nad Krakowem podczas eksperymentu MONAT-84, *Wiadomości IMGW*, 9 (3), 27-40
- Sykes R.I., Parker S., Henn D., Chowdhury B., 2007, *SCIPUFF Version 2.3 Technical Documentation*. L-3 Titan Corp, POB2229, Princeton, NJ 08543-2229, 336 s.

- Tennekes H., 1973, The logarithmic wind profile, *Journal of Atmospheric Sciences*, 30 (2), 234-238, DOI: 10.1175/1520-0469(1973)030<0234:TLWP>2.0.CO;2
- Tveito O.E., Huth R., Philipp A., Post P., Pasqui M., Esteban P., Beck C., Demuzere M., Prudhomme C., 2016, COST Action 733. Harmonization and application of weather type classifications for European regions. Final scientific report, Universität Augsburg, 376 s.
- van Ulden A.P., Holtslag A.A.M., 1985, Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications, *Journal of Applied Meteorology*, 24 (11), 1196-1207, DOI: 10.1175/1520-0450(1985)024<1196:EOABLP>2.0.CO;2
- Ustrnul Z., 1997, Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Meteorologia*, 27, 47-80
- Ustrnul Z., 2007, Warunki cyrkulacyjne, w: Matuszko D. (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGGP UJ, Kraków, 21-40.
- Walczewski J. (red.), 1994, Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad miastem (na przykładzie Krakowa), *Materiały Badawcze IMGW. Seria Meteorologia*, 22, 109 s.
- Walczewski J., 1999, 20 lat polskiego sodaru, *Wiadomości IMGW*, 22 (3), 5-21
- Walczewski J., Feleksy-Bielak M., Łabno M., 1987, Kodowanie i archiwizacja danych sodarowych, *Wiadomości IMGW*, 10 (4), 105-112
- WHO, 2004, Health aspects of air pollution. Results from the WHO project "Systematic review of health aspects of air pollution in Europe", dostępne online http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0003/74730/E83080.pdf?ua=1 (12.12.2018)
- WHO, 2013, Outdoor air pollution a leading environmental cause of cancer deaths, *Communication of the International Agency for Research on Cancer*, Press release no. 221
- WMO, 2008, Guide to meteorological instruments and methods of observation, WMO-No. 8, Światowa Organizacja Meteorologiczna, Genewa
- Venkatram A., 1980a, Estimating the Monin Obuchov length in the stable boundary layer for dispersion calculations, *Boundary-Layer Meteorology*, 19 (4), 481-485, DOI: 10.1007/BF00122347
- Venkatram A., 1980b, Estimation of turbulence velocity scales in the stable and unstable boundary layer for dispersion calculations, [w:] *Proceedings of NATO-CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Application*, 54-56
- Weinmayr G., Romeo E., De Sario M., Weiland S.K., Forastiere F., 2010, Short-term effects of PM10 and NO2 on respiratory health among children with asthma or asthma-like symptoms: a systematic review and meta-analysis, *Environmental Health Perspectives*, 118 (4), 449-457, DOI: 10.1289/ehp.0900844
- Zarębski M., 1994, Sodar cyfrowy SAMOS-4C, *Wiadomości IMGW*, 17 (3), 101-106
- Zilitinkevich S.S., 1972, On the determination of the height of the Ekman boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 3 (2), 141-145, DOI: 10.1007/BF02033914
- Xie M., Liao J., Wang T., Zhu K., Zhuang B., Han Y., Li M., Li S., 2016, Modeling of the anthropogenic heat flux and its effect on air quality over the Yangtze River Delta region, China, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (10), 6071-6089, DOI: 10.5194/acp-16-6071-2016