



MONOGRAFIE KOMITETU INŻYNIERII ŚRODOWISKA

POLSKIEJ AKADEMII NAUK

vol. 137



ANALIZA OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH NA POTRZEBY PROJEKTOWANIA SYSTEMÓW ODWODNIENIA

Paweł Licznar

Wrocław 2018

POLSKA AKADEMIA NAUK
KOMITET INŻYNIERII ŚRODOWISKA

MONOGRAFIE
Nr 137

**ANALIZA OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH
NA POTRZEBY PROJEKTOWANIA
SYSTEMÓW ODWODNIENIA**

Paweł Licznar



Wrocław 2018

Recenzenci

prof. dr hab. inż. Andrzej Kotowski
prof. dr hab. inż. Janusz Łomotowski

Komitet Redakcyjny

Prof. dr hab. Lucjan Pawłowski, czł. PAN – Redaktor Naczelny
Prof. dr hab. inż. Wojciech Adamski
Prof. dr hab. inż. Anna Anielak
Prof. dr hab. inż. Kazimierz Banasik
Prof. dr hab. inż. Stanisław Biedugnis
Prof. dr hab. inż. January Bień
Prof. dr hab. inż. Ryszard Błażejowski
Prof. dr hab. inż. Michał Bodzek
Prof. dr hab. Marzenna Dudzińska
Prof. dr hab. inż. Lech Dzieńis
Prof. dr hab. inż. Janusz Jeżowiecki
Prof. dr hab. inż. Andrzej Jędrzczak
Prof. dr hab. inż. Katarzyna Juda-Rezler
Prof. dr hab. inż. Małgorzata Kabsch-Korbutowicz
Prof. dr hab. inż. Krystyna Konieczny
Prof. dr hab. inż. Piotr Kowalik, czł. PAN
Prof. dr hab. inż. Mirosław Krzemieniewski
Prof. dr hab. inż. Marian Jacek Łączny
Prof. dr hab. inż. Katarzyna Majewska-Nowak
Prof. dr hab. inż. Marian Mazur
Prof. dr hab. inż. Maciej Mazurkiewicz
Prof. dr hab. inż. Korneliusz Miksch
Prof. dr hab. inż. Hanna Obarska-Pempkowiak
Prof. dr hab. inż. Krystyna Olańczuk-Neyman
Prof. dr hab. inż. Jan Pawełek
Prof. dr hab. inż. Tadeusz Piecuch
Prof. dr hab. inż. Czesława Rosik-Dulewska, czł. PAN
Prof. dr hab. inż. Jerzy Sobota
Prof. dr hab. inż. Marek Sozański
Prof. dr hab. inż. Kazimierz Szymański
Prof. dr hab. inż. Tomasz Winnicki
Prof. dr hab. inż. Roman Zarzycki
Prof. dr hab. inż. Jerzy Zwoździak

© Komitet Inżynierii Środowiska PAN, 2018

ISBN 978-83-89293-29-9

Druk i oprawa: beta-druk, www.betadruk.pl

SPIS TREŚCI

WYKAZ WAŻNIEJSZYCH OZNACZEŃ	5
WYKAZ WAŻNIEJSZYCH AKRONIMÓW	9
1. WSTĘP	11
2. PROJEKTOWANIE SYSTEMÓW ODWODNIENIA MIAST	15
2.1. Rys historyczny	15
2.2. Podstawy projektowania kanalizacji grawitacyjnej	17
2.3. Model spływów wód powierzchniowych	20
2.4. Deszcz miarodajny	21
2.5. Krzywe IDF i DDF	28
2.6. Ograniczenia stosowalności modelu deszczu miarodajnego	32
3. WSPÓŁCZESNE METODY MONITORINGU OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH	39
3.1. Informacje wstępne	39
3.2. Pluwiografy pływakowe	41
3.3. Deszczomierze korytkowe	44
3.4. Elektroniczne deszczomierze wagowe	48
3.4.1. Zasada działania	48
3.4.2. Eksploatacja	49
3.4.3. Błędy pomiarowe	51
3.4.4. Przykład szacowania błędów pomiarowych w warunkach terenowych	51
3.5. Disdrometry	55
3.5.1. Rozwiązania konstrukcyjne	55
3.5.2. Walory eksploatacyjne disdrometrów laserowych	57
3.6. Radary opadowe	60
3.6.1. Cel stosowania i podstawy teoretyczne	61
3.6.2. Wykorzystanie pomiarów z zastosowaniem disdrometrów laserowych do ustalania zależności $Z-R$	64
3.6.3. System radarowy POLRAD	68
3.6.4. Możliwości wykorzystania danych z systemu POLRAD w eksploatacji miejskich systemów odwodnienia	69
3.7. Podsumowanie	76
4. SYSTEMY RTC	79
5. OPRACOWANIE HIETOGRAMÓW	87
5.1. Wprowadzenie	87
5.2. Hietogramy wzorcowe	89
5.3. Polski Atlas Natężeń Deszczów PANDA	95
5.4. Klasyfikowane hietogramy wzorcowe	101

6. WŁASNOŚCI FRAKTALNE I MULTIFRAKTALNE SZEREGÓW OPADOWYCH	109
6.1. Istota zagadnienia	109
6.2. Analiza widmowa	112
6.3. Metoda funkcyjnego zliczania pudełek	116
6.4. Metoda momentu śladu	121
6.5. Metoda rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania	127
6.6. Metoda podwójnego momentu śladu	132
7. GENERATORY SYNTETYCZNYCH HIETOGRAMÓW	141
7.1. Definicje pojęć	141
7.2. Losowe kaskady dyskretne	143
7.3. Losowe kaskady ciągłe	177
8. PODSUMOWANIE I KIERUNKI DALSZYCH BADAŃ	185
BIBLIOGRAFIA	191
MONOGRAFIE KOMITETU INŻYNIERII ŚRODOWISKA POLSKIEJ AKADEMII NAUK	199

WYKAZ WAŻNIEJSZYCH OZNACZEŃ

Wszystkie oznaczenia używane w monografii zostały zdefiniowane w tekście przy ich wprowadzaniu. Zmienne z nimi powiązane są w większości bezwymiarowymi wielkościami, co wynika ze specyfiki zastosowanego w pracy warsztatu geometrii fraktalnej i multifraktalnej.

a^*	– parametr rozkładu symetrycznego beta
A	– powierzchnia przekroju poprzecznego przepływu, L^2
A	– zbiór fraktalny o wymiarze D
A_λ	– podzbiór zbioru A , w rozdzielczości λ
b	– liczba rozdziału multiplikatywnej kaskady losowej
B	– niezależny generator kaskady kanonicznej
$B^*(a)$	– funkcja beta rozkładu symetrycznego beta
$BDC(\tau, t)$	– współczynnik rozpadu
c	– kowymiar fraktalny zbioru A
c	– prędkość światła $3 \cdot 10^8$, $m \cdot s^{-1}$
$c(\gamma)$	– funkcja kowymiaru charakteryzująca dystrybucję osobliwości γ intensywności procesu
$c(\gamma, \eta)$	– funkcja kowymiaru η -wykładniczo renormalizowanego procesu
C	– częstość
C_1	– kowymiar osobliwości średniej (uniwersalny parametr multifraktalny)
d	– wymiar euklidesowy ($d = 1, 2, 3$) obiektu geometrycznego zawierającego (przez zanurzenie) zbiór fraktalny A
D	– wymiar fraktalny przestrzeni, która zawiera lub „podtrzymuje” proces (wymiar geometryczny „podstawy” procesu)
$E[W]$	– wartość oczekiwana W
$E(p_0)$	– prawdopodobieństwo wystąpienia okresów bezdeszczowych (o zerowej wysokości opadów) w analizowanych szeregach czasowych (obserwowanych i syntetycznych) o różnej rozdzielczości czasowej

f	– częstotliwość, T^{-1}
f_c	– częstotliwość krytyczna Nyquista, T^{-1}
F	– czynnik mieszczący w sobie stałe proporcjonalności słabo zależne od γ i wolno zmieniające się wraz z λ
g	– przyspieszenie ziemskie $g = 9,81, m \cdot s^{-1}$
g	– wzmocnienie anteny radaru
h	– wysokość opadu, L
H	– odchylenie od zachowawczości (uniwersalny parametr multifraktalny)
H_T	– roczne maksima wysokości opadu dla różnych czasów trwania T, L
I	– intensywność/natężenie opadu, $L \cdot T^{-1}$
$K(q)$	– funkcja wykładnika skalowania momentów
$K(q, \eta)$	– podwójna funkcja wykładnika skalowania momentów charakteryzująca η -wykładniczo renormalizowany proces ($\eta \neq 1$)
L	– wymiar obiektu geometrycznego zdefiniowanego w 1-wymiarowej przestrzeni, jego jednostki zależą od natury przestrzeni, np. długość L , czas T
$M_n(q)$	– moment marginalny rzędu q zbioru wartości na n -tym poziomie kaskady
N_λ	– liczba nienachodzących na siebie hipersześcianów o długości boku λ^{-1} , koniecznych dla pokrycia ograniczonej części D -wymiarowej przestrzeni zawierającej zbiór A
p	– wartość prawdopodobieństwa funkcji losowej ($p \leq 1$)
$p_{0,5}$	– procentowy udział współczynników rozpadu równych dokładnie 0,5
p_{BN}	– parametr charakteryzujący procent udziału rozkładu beta w rozkładzie łączonym ($p_{BN} \in [0, 1]$)
$p_{0,w}$	– wartość prawdopodobieństwa wystąpienia nieciągłości (układu wag rozdziału 0/1 lub 1/0 w kaskadzie)
$P(f)$	– periodogram, estymator widma mocy
Pr	– prawdopodobieństwo określonego zdarzenia
P_r	– odebrana moc sygnału powrotnego radaru, W
P_t	– moc sygnału wyemitowanego radaru, W
q	– rząd momentu statystycznego
q_D	– rząd krytyczny dla dywergencji momentów statystycznych
q_s	– rząd krytyczny momentów statystycznych ze względu na ograniczenia liczebności próby
q_{max}	– rząd krytyczny zdefiniowany jako: $q_{max} = \min(q_s, q_D)$
Q	– strumień przepływu, $L^3 \cdot T^{-1}$
R	– wysokość opadu, L

R	– intensywność/natężenie opadu, $L \cdot T^{-1}$
R_λ	– natężenia opadu deszczu w rozdzielczości λ , $L \cdot T^{-1}$
$R_t(t_2)$	– wysokość opadu zakumulowana w przedziale czasu t , wycentrowanego w czasie t_2 , L
$R_\tau(t_1)$	– wysokość opadu zakumulowana w przedziale czasu τ , wycentrowanego w czasie t_1 , L
$s(H_T)$	– odchylenia standardowe wartości rocznych maksimów wysokości warstw deszczu w analizowanych szeregach dla różnych czasów trwania T , L
T	– czas, T
$Tr_\lambda[\varepsilon_\lambda^q]$	– moment śladu rzędu q natężenia procesu ε w rozdzielczości λ
$\text{Var}[W]$	– wariancja W
v	– prędkość, $L \cdot T^{-1}$
X	– zmienna losowa
Y	– niezależny generator kaskady kanonicznej
Z	– odbiciowość radarowa, $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$
α	– stopień multifraktalności (uniwersalny parametr multifraktalny), indeks Lévy’ego
α'	– parametr powiązany z indeksem Lévy’ego zależnością: $1/\alpha + 1/\alpha' = 1$
β	– wykładnik spektralny, parametr nieciąętego log-normalnego modelu β
Δ_n	– interwały czasowy na n -tym stopniu kaskady
ε_λ	– (bezwymiarowe) natężenie (gęstość) procesu w skali rozdzielczości λ
$\varepsilon_{\lambda,i}$	– wszystkie (bezwymiarowe) natężenia procesu obserwowane w D -wymiarowej przestrzeni przy poziomie rozdzielczości λ z $i = 1, \dots, \lambda^D$
$\varepsilon_{\lambda'}^{(\eta)}$	– η -renormalizowane natężenie (gęstość) procesu w najdrobniejszej (znanej) skali rozdzielczości λ'
λ	– współczynnik skali
λ	– długość fali, L
λ'	– współczynnik skali odpowiadający najlepszej dostępnej rozdzielczości procesu
μ	– średnia, parametr rozkładu normalnego
η	– moment używany dla renormalizacji procesu
$\prod_{i=1}^d b_i$	– iloczyn $b_1 \cdot b_2 \cdot \dots \cdot b_d$

- σ – odchylenie standardowe, parametr rozkładu normalnego, parametr modelu log-normalnego generatora Y kaskady kanonicznej
- $\sum_{i=1}^d b_i$ – suma $b_1 + b_2 + \dots + b_d$
- $\tau(q)$ – empiryczna funkcja skalowania przestrzennie uśrednionych momentów
- $\chi_b(q)$ – funkcja Mandelbrota–Kahane’a–Peyriere’a (funkcja MKP)

WYKAZ WAŻNIEJSZYCH AKRONIMÓW

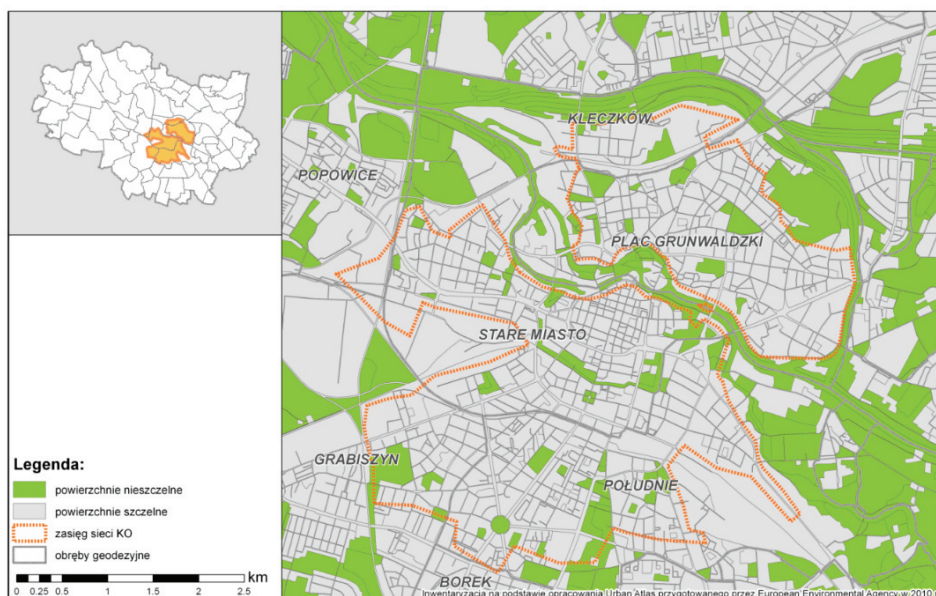
ATV	– Abwassertechnische Vereinigung (Stowarzyszenie Techniki Ściekowej) – obecnie DWA
CAPPI	– Constant Altitude Plan Position Indicator (rozkład odbiciowości radarowej wyliczony dla określonej wysokości n.p.m.)
DDF	– Depth-Duration-Frequency (powtarzalna wysokość opadu)
DSD	– Drop Size Distribution (spektrum opadowe)
DVWK	– Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (Niemieckie Stowarzyszenie Gospodarki Wodnej i Ściekowej)
DWA	– Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (Niemieckie Stowarzyszenie Gospodarki Wodnej, Ściekowej i Odpadowej)
DWD	– Deutscher Wetterdienst (Niemiecka Służba Meteorologiczna) – odpowiednik IMGW-PIB
GIS	– Geographic Information System (system informacji geograficznej)
IDF	– Intensity-Duration-Frequency (powtarzalna intensywność opadu)
IMGW-PIB	– Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
KOSTRA	– KOordinierte STarkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen (skoordynowane regionalne wartości silnych opadów)
MPWiK	– Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji
PANDa	– Polski Atlas Natężeń Deszczów,
PCAPPI	– Pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator (pokrewny do CAPPI produkt radarowy)
PN-EN	– Polska Norma zharmonizowana z Europejską Normą
POLRAD	– Polska Sieć Radarów Meteorologicznych
RTC	– Real Time Control (sterowanie w czasie rzeczywistym)

- SCS – Soil Conservation Service (Służba Ochrony Gleby)
- SWMM – Storm Water Managment Model (komputerowy model wód opadowych)
- WMO – World Meteorological Organization (Światowa Organizacja Meteorologiczna)

1. WSTĘP

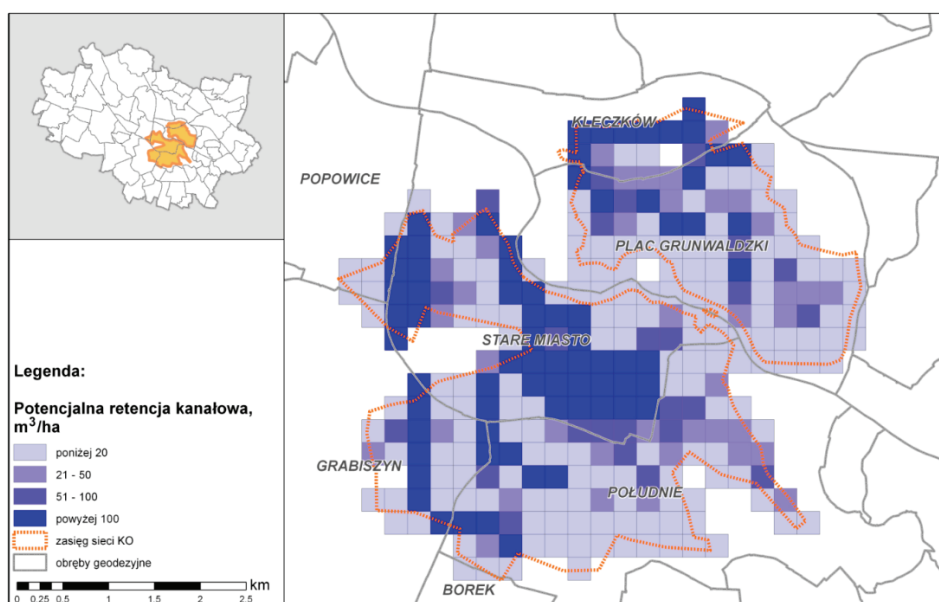
Zmiany zagospodarowania powierzchni terenu wpływają na zmiany parowania wody, przemieszczania się pary wodnej w atmosferze, jej kondensacji i na opad atmosferyczny. Wszystkie wymienione zjawiska przebiegają inaczej nad obszarem zabudowanym w porównaniu do terenów naturalnych. Duże aglomeracje miejskie są obszarami o złożonym, zmiennym lokalnie mikroklimacie, co wynika ze zróżnicowanej wysokości zabudowy i szorstkości powierzchni terenowej. Powszechne wykorzystywanie w budownictwie materiałów takich jak beton, stal, kamień, ceramika, papa lub asfalt wzmacnia procesy parowania, gdyż powierzchnie wykonane z tych materiałów nagrzewają się znacznie szybciej i są praktycznie nieprzeziąkliwe dla wód opadowych. Na większości terenów o dużej gęstości zaludnienia dochodzi do wzrostu zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego. Emitowane gazy i pyły pochodzące z procesów spalania, transportu i innych form działalności gospodarczej pełnią funkcję jąder kondensacji pary wodnej inicjujących opady atmosferyczne. Trzeba również pamiętać, że na obszarze centrum dużego miasta obserwowana jest wzmożona emisja ciepła, co w powiązaniu z brakiem naturalnych terenów zielonych prowadzi do powstawania miejskiej wyspy ciepła. Peng i in. (2011), którzy przeanalizowali zjawisko miejskiej wyspy ciepła w 419 dużych miastach na całym świecie, w tym także w Warszawie, wykazali, że zasięg wyspy ciepła w ciągu dnia jest ujemnie skorelowany ze spadkiem pokrywy roślinnej i intensywności wegetacji na obszarach miejskich w porównaniu do terenów podmiejskich. Kłysik i Fortuniak (1999) na podstawie wieloletnich obserwacji pochodzących z dwóch stacji meteorologicznych na terenie Łodzi, jednej zlokalizowanej w centrum, a drugiej na przedmieściach, zauważyli, że w przypadku ponad 80% nocy emisja ciepła w centrum powodowała wzrost temperatury o $2\div 4^{\circ}\text{C}$, a okresowo dochodziła do 8°C . Fortuniak i in. (2006) na tym samym obszarze odnotowali niższą wilgotność względną w mieście, nawet o 40% w porównaniu do przedmieścia.

Jeszcze wyraźniejsze jest oddziaływanie antropopresji na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych w odniesieniu do odpływu powierzchniowego, wsiąkania, odpływu podziemnego i retencji wodnej. Na obszarach o gęstej zabudowie większość opadów trafia na silnie uszczelnione powierzchnie o niskiej retencji powierzchniowej, co wpływa na przyspieszenie i zwiększenie strumienia spływu powierzchniowego oraz na wzrost objętości odpływającej wody. Zmniejszenie współczynnika infiltracji efektywnej skutkuje obniżeniem poziomu wód podziemnych i zmniejszeniem ich zasobów dynamicznych. Dochodzi zatem do bardzo niekorzystnego zjawiska utraty naturalnej retencji wodnej. Licznar i in. (2016) dokonali identyfikacji obszarów uszczelnionych i nieuszczelnionych w centrum Wrocławia z wykorzystaniem Urban Atlas, opracowania przygotowanego w 2010 r. przez European Environment Agency (rys. 1.1). Stwierdzili, że na obszarze 15 km² ścisłego centrum miasta powierzchnie uszczelnione zajmują 13,49 km², co stanowi ok. 90% analizowanej powierzchni. Utrata naturalnej retencji na tak dużym obszarze zaburza całkowicie naturalny cykl hydrologiczny krążenia wody i prowadzi do konieczności przejmowania i odprowadzania dużego strumienia spływu powierzchniowego przez miejski system odwodnienia.



Rys. 1.1. Powierzchnie uszczelnione i nieuszczelnione na obszarze centrum Wrocławia ustalone na podstawie Urban Atlas

Miejskie systemy odwodnienia charakteryzują się dużą złożonością. W ich skład wchodzi m.in. kolektory podziemne o kubaturze, która częściowo rekompensuje utraconą naturalną retencję. Licznar i in. (2016), opierając się na informacjach z systemu GIS, wykazali, że średnia wartość potencjalnej retencji kanałowej w systemie kanalizacji ogólnospławnej w centrum Wrocławia wynosi ok. $75 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ w odniesieniu do powierzchni uszczelnionej zlewni. Przestrzenny rozkład retencji kanałowej, rekompensującej w pewnym zakresie utratę retencji naturalnej, niemniej nie jest równomierny, co wynika z przebiegu największych kolektorów (rys. 1.2). Należy też pamiętać, że w wielu przypadkach przebieg kanałów podziemnych miejskich systemów odwodnienia nie pokrywa się z naturalnymi spadkami terenu kształtującymi pierwotnie kierunki naturalnych spływów powierzchniowych wód opadowych i roztopowych. Wszystko to przekłada się na wysoki poziom złożoności modeli hydrologicznych zlewni miejskich.



Rys. 1.2. Potencjalna retencja kanałowa w obszarze kanalizacji ogólnospławnej we Wrocławiu w przeliczeniu na powierzchnię uszczelnioną zlewni (wyniki uzyskane dla wielkości komórek rastra o wymiarze $250 \times 250 \text{ m}$)

Sama już potrzeba projektowania miejskich systemów kanalizacyjnych daje impuls do poszukiwania nowych modeli opadu i spływu powierzchniowego. Złożone miejskie systemy odwodnienia, narażone na obciążenia spływem

wód opadowych i roztopowych o wysokim natężeniu i o dużej objętości, muszą zapewniać wymagany poziom komfortu kanalizacyjnego na obszarach o wysokiej gęstości zaludnienia, na których skoncentrowany jest majątek o coraz wyższej wartości. Istnieje zatem wyraźna konieczność rozbudowy i modernizacji lub też optymalizacji eksploatacji wielu skomplikowanych systemów odwodnienia. Wymaga to analizy bardzo wielu wariantów budowy systemów odwodnienia i symulacji ich funkcjonowania w zmiennych warunkach brzegowych jak stany wód odbiornika, scenariusze obciążenia opadami. W rezultacie nieodłącznym narzędziem inżynierskim staje się komputerowo wspomagane modelowanie hydrodynamiczne. W następstwie tego wzrasta znacząco zainteresowanie lokalnymi danymi opadowymi i nowej klasy warsztatem ich przetwarzania i modelowania. Mnogość symulacji scenariuszy pracy systemu odwodnienia w przypadku różnych scenariuszy opadowych z jednej strony prowadzi do trudności z ich interpretacją, ale z drugiej – otwiera nowe perspektywy wdrożenia zaawansowanych metod projektowania i weryfikacji działania systemów odwodnienia lub poszczególnych ich elementów pozwalających szacować niepewność z zastosowaniem metod probabilistycznych.

Celem, jaki sobie założono w niniejszej monografii, jest prezentacja współczesnego warsztatu analizy danych o opadach na potrzeby hydrologii miejskiej, a zwłaszcza – projektowania i modelowania działania systemów odwadniania terenów zurbanizowanych. Warsztat ten może być także użyteczny w obrębie zagadnień związanych z odwodnieniem dróg i linii kolejowych, melioracjami oraz hydrologią, zwłaszcza w aspekcie prognozowania odpływów z małych niekontrolowanych zlewni. Istotną przesłanką skłaniającą do przygotowania tego studium była konieczność przeanalizowania relacji zachodzących między zmianami w technice pomiarów opadów atmosferycznych a obserwowaną dynamiką rozwoju warsztatu przetwarzania ich wyników na tle szybko wzrastających wymogów zasilania komputerowych modeli systemów odwodnienia danymi opadowymi.

2. PROJEKTOWANIE SYSTEMÓW ODWODNIENIA MIAST

2.1. Rys historyczny

W tym rozdziale zaprezentowano powstanie i rozwój warsztatu inżynierskiego wymiarowania miejskich systemów odprowadzania wód deszczowych. Omówiono przede wszystkim warsztat obliczeń hydraulicznych przepływów w sieci kanałów grawitacyjnych wraz z pierwszym modelem spływu powierzchniowego z powierzchni uszczelnionych. Przedstawiono także przykłady pierwszych prób rejestracji chwilowych natężeń deszczy i statystycznego opracowania ich wyników w celu szacowania maksymalnego strumienia spływu powierzchniowego ze zlewni miejskich. Szczególną uwagę zwrócono na rozwój definicji deszczu miarodajnego i lokalnego modelu opadowego, w jego klasycznej formie w postaci krzywych typu IDF (ang. Intensity-Duration-Frequency) oraz DDF (ang. Depth-Duration-Frequency). Na koniec omówiono ograniczenia klasycznego – historycznego już modelu deszczu miarodajnego przy projektowaniu systemów odwadniania terenów, które stały się praktycznym impulsem do udoskonalania współczesnego warsztatu opracowania danych o opadach atmosferycznych na potrzeby hydrologii miejskiej.

Pilna potrzeba budowy systemów odprowadzania ścieków w coraz szybciej rozwijających się miastach pojawiła się w 1 poł. XIX w. Wiązało się to z koniecznością poprawy warunków sanitarnych oraz zmniejszenia strat powstających w czasie intensywnych opadów. Za celową i uzasadnioną technicznie uznano wówczas budowę podziemnych systemów kanalizacji ogólnospławnej. Jedne z pierwszych takich systemów w Europie zostały zaprojektowane przez Williama H. Lindleya w Hamburgu (1843) oraz przez Josepha Bazalgetta w Londynie (1856).

W tym pionierskim okresie wymiarowanie miejskich systemów kanalizacyjnych, mimo że były to systemy ogólnospławne, odbywało się z pominięciem obliczania spływów wód powierzchniowych. Stosowano na przykład tablice Roego opracowane na podstawie doświadczeń zdobytych przy budowie kanalizacji w Londynie. Służyły one do ustalania średnicy kanałów jedynie z wykorzystaniem znajomości ich spadku i powierzchni odwadnianej zlewni (Metcalf i Eddy 1928). Podobnym jakościowo rozwiązaniem była formuła zaproponowana przez Arthura N. Talbota (Haestad Methods, Durrans i Klotz 2007)

$$A = C^4 M^{3/2}, \quad (2.1)$$

w której:

- A – wymagana powierzchnia przekroju przewodu odpływowego,
- C – współczynnik w zakresie od 0,2 dla płaskiego terenu bez oddziaływania pokrywy śnieżnej lub uciążliwych podtopień do 1,0 dla kamienistego terenu o stromych spadkach,
- M – powierzchnia kanalizowanej zlewni.

Formuła Talbota była całkowicie empiryczna i została opracowana w jednostkach imperialnych. Operowanie nią wymagało znajomości powierzchni kanalizowanej zlewni M (wyrażonej w akrach) i skutkowało oszacowaniem powierzchni A przekroju odpływowego (wyrażonej w stopach kwadratowych).

W wymienionych wcześniej historycznych metodach wymiarowania kanałów nie uwzględniano całkowicie lub w sposób bezpośredni wielu czynników w oczywisty sposób determinujących strumień odpływu wód opadowych jak szorstkość kanałów czy współczynnik uszczelnienia zlewni. Nie przykładano też odpowiedniej wagi do zagadnienia zróżnicowania warunków opadowych w różnych miastach. W tym zakresie posiadano tylko bardzo ograniczoną wiedzę wynikającą z prób przeniesienia tworzonego w Europie warsztatu inżynierskiego wymiarowania systemów odwodnienia na grunt amerykański. Warto wspomnieć, że pierwszy system odprowadzania wód opadowych w USA został zaprojektowany już w 1858 r. przez Ellisa S. Chesbrougha dla Chicago. Całkowicie odmienne warunki klimatyczne i glebowe w Stanach Zjednoczonych, a zwłaszcza wyższe wartości natężenia deszczy (Licznar 2010a), obnażyły wszelkie niedostatki warsztatu projektowego ze Starego Kontynentu, gdyż szacowane przekroje kanałów okazywały się po prostu zbyt małe. Opracowane na podstawie doświadczeń londyńskich tablice Roego bazowały na stałym natężeniu deszczu równym $1 \text{ in} \cdot \text{h}^{-1}$ (ok. $70,6 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$) (Metcalf i Eddy 1928), a wywodząca się z USA formuła Talbota została sporządzona z uwzględnieniem czterokrotnie

wyższego natężenia opadu, czyli $4 \text{ in}\cdot\text{h}^{-1}$ (ok. $282,2 \text{ dm}^3\cdot(\text{s}\cdot\text{ha})^{-1}$) (Haestad Methods, Durrans i Klotz 2007).

Istotna zmiana warsztatu inżynierskiego nastąpiła w 2. poł. XIX w. w efekcie badań nad trzema zasadniczymi elementami: hydrauliką przepływów w kanałach, hydrologią spływów powierzchniowych obciążających kanały i natężeniami deszczy wywołujących spływy.

2.2. Podstawy projektowania kanalizacji grawitacyjnej

Zręby warsztatu hydraulicznego obliczania i modelowania przepływów w sieciach kanałów otwartych i zamkniętych powstały w 2. poł. XIX w. W 1869 roku Emile Ganguillet i Wilhelm Kuttera wprowadzili poprawki do pierwotnego równania przepływu w otwartych kanałach opracowanego przez Antoine'a Chézy'ego jeszcze ok. 1769 r. Około roku 1889 swoje równanie przepływu opublikował Robert Manning. Modele Manninga oraz Kuttery–Chézy'ego są wciąż uznawane przez inżynierów za zadawalające do przybliżonego opisu ruchu ustalonego cieczy w kanałach grawitacyjnych (Haestad Methods, Walski i in. 2007).

W 1871 roku Adhémar Jean Claude Barre de Saint-Venant sformułował model matematyczny opisujący przepływ wody w korytach otwartych. Składał się on z dwóch równań różniczkowych: ciągłości i dynamiki, wynikających z zasad zachowania masy i pędu (Kundzewicz 1985)

$$\begin{cases} \frac{\partial y}{\partial t} + v \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{A}{B} \frac{\partial y}{\partial x} = \frac{q}{B} \\ \frac{1}{g} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial x} + S_f - I - \frac{q}{gA} (v_q - v) = 0 \end{cases}, \quad (2.2)$$

w których:

- y – stan (głębokość),
- v – prędkość,
- A – powierzchnia przekroju poprzecznego przepływu,
- B – szerokość zwierciadła,
- q – rozłożony dopływ boczny (na jednostkę długości),
- g – przyspieszenie ziemskie,
- I – nachylenie dna koryta,

S_f – spadek hydrauliczny (zwany również spadkiem tarcia) najczęściej wyznaczany ze wzoru Manninga,

v_q – składowa prędkości dopływu bocznego w dół koryta.

Wyprowadzając układ równań (2.2), de Saint-Venant ograniczył swoje rozważania do koryt otwartych przyzmatycznych, o dowolnym przekroju poprzecznym. Jednocześnie przyjął następujące założenia (Kundzewicz 1985):

- a) ruch cieczy jest wolnozmienny, co oznacza, że np. fale spływu wód opadowych w kanałach nie mają charakteru fal impulsowych, lecz są falami łagodnymi,
- b) rozkład ciśnienia w pionie jest zgodny z hydrostatyką, czyli przyspieszenie w pionie jest na tyle małe, że można je pominąć,
- c) straty na tarcie w ruchu nieustalonym nie różnią się znacznie od strat w ruchu ustalonym,
- d) rozkład prędkości w profilu nie wpływa zasadniczo na propagację fali,
- e) ruch fali można traktować jako funkcję jednej zmiennej niezależnej o charakterze przestrzennym (długość),
- f) spadek dna jest dostatecznie mały, aby usprawiedliwić przyjęcie, że $\sin \alpha \cong \operatorname{tg} \alpha \cong \alpha$, a $\cos \alpha \cong 1$; α – kąt między dnem koryta a poziomem.

Wymienione założenia okazały się być akceptowalnymi dla sieci kanalizacyjnych, w których przepływ ścieków opisywany jest z użyciem jednowymiarowego modelu pola prędkości. Przez 100 lat układ równań de Saint-Venanta nie odgrywał znaczącej roli w praktyce inżynierskiej obliczania systemów kanalizacyjnych, gdyż jest to układ równań quasi-liniowych typu hiperbolicznego, z licznymi członami nieliniowymi. Nie ma on rozwiązania analitycznego, a ponadto opisuje przepływy tylko w kanałach otwartych.

Przełom nastąpił po 1971 r., kiedy to opracowano pierwszą wersję modelu komputerowego kanalizacji deszczowej SWMM (ang. Storm Water Management Model). Dzięki rewolucji, jaką było wprowadzenie komputerów klasy PC w latach 80. XX w., skokowo wzrosła dostępność do obliczeń numerycznych. Wówczas stosowanie układu równań de Saint-Venanta okazało się możliwe, co przyczyniło się do powstania nowego warsztatu modelowania przepływów w sieciach kanalizacyjnych (Licznar 2009a). Model de Saint-Venanta adaptowano także do opisu przepływu w kanałach zamkniętych pracujących okresowo lub jedynie na części długości pod ciśnieniem przez zastosowanie tzw. szczeliny Preissmanna, czyli fikcyjnego otwarcia przewodu zamkniętego wąską, podłużną szczeliną otwartą ku górze, o nieskończonej wysokości bocznych ścianek (Licznar 2008b).

Modelowanie komputerowe sieci kanalizacyjnych na swoim początkowym etapie napotykało na trudności obliczeniowe ze względu na złożoność algorytmów obliczeniowych. Dało to impuls do uproszczenia modelu matematycznego. Układ równań (2.2) po wyborze na zmienne zależne strumienia przepływu (Q) oraz powierzchni przekroju poprzecznego (A) można zapisać w następującej formie (Kundzewicz 1985):

$$\begin{cases} \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \\ \frac{1}{g} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{g} \frac{\partial Q^2}{\partial x} + A \frac{\partial y}{\partial x} + AS_f - AI - \frac{q}{g}(v_q - v) = 0 \end{cases} \quad (2.3)$$

W przedstawionym zapisie równanie dynamiki jest silnie nieliniowe i składa z sześciu członów: 1) składnika lokalnego przyśpieszenia, 2) konwekcyjnego przyśpieszenia, 3) ciśnienia, 4) tarcia, 5) nachylenia dna koryta, 6) składnika uwzględniającego rozłożony dopływ boczny do kanału. Ostatni człon jest standardowo pomijany w komputerowych modelach systemów kanalizacyjnych, a taki uproszczony model jest nazywany modelem fali dynamicznej. To uproszczenie jest logiczne, gdyż na etapie budowy topologii sieci kanałowej wprowadza się liczne punkty węzłowe (najczęściej w postaci studzienek lub wpustów ulicznych). Do tych punktów dopiero przypisuje się strumienie dopływowe ścieków, np. spływy wód deszczowych z pobliskich zlewni. Warto pamiętać jednak, że z uwagi na dążenie do ograniczenia poziomu komplikacji modelu i czasochłonności obliczeń wprowadzono także znacznie prostsze modele fali kinematycznej, w których pozostawiono tylko człony IV i V trywializujące równania dynamiki do postaci: $I = S_f$. Jeszcze całkiem do niedawna w Załączniku E, wycofanej dopiero w czerwcu 2017 r. normy PN-EN 752 (2008), metoda fali kinematycznej była rekomendowana na równi z metodą fali dynamicznej w przypadku większości zadań z zakresu symulacji przepływów w kanalizacji. Metody fali kinematycznej nie rekomendowano jedynie do zagadnień związanych z weryfikacją częstości nadpiętrzania sieci, gdyż tylko pełen model fali dynamicznej pozwala na symulację przepływów zmiennych nieustalonych – nawet w warunkach występowania cofki lub przeciążeń hydraulicznych przewodów. Współcześnie uproszczone modele fali kinematycznej są coraz rzadziej spotykane w praktyce. W większości dostępnych na rynku aplikacji komputerowych do modelowania hydrodynamicznego sieci kanalizacyjnych silniki obliczeniowe są już oparte na modelu fali dynamicznej. Prawdopodobnie z tego względu w najnowszym wydaniu normy

PN-EN 752 (2017) brak już zapisów dotyczących metod symulacji przepływów rekomendujących użycie modelu fali kinematycznej względnie modelu fali dynamicznej.

2.3. Model spływów wód powierzchniowych

W połowie XIX w. podjęto pierwszą próbę ilościowego oszacowania strumienia spływów powierzchniowych wód opadowych. W 1851 roku Thomas Mulvaney zaproponował model spływu powierzchniowego, który w układzie jednostek SI, ma następującą postać:

$$Q = C \cdot i_{\text{ave}} \cdot A_{\text{cont}}, \quad (2.4)$$

w którym:

- Q – odpływ powierzchniowy ze zlewni, $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- C – bezwymiarowy współczynnik stosunku odpływu do opadu, w zakresie od 0 do 1 (współczynnik spływu),
- i_{ave} – średnie natężenie deszczu (uśrednione dla czasu koncentracji spływu), $\text{dm} \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$,
- A_{cont} – powierzchnia zlewni (spływu), ha.

Model opisany równaniem (2.4) w USA nazywany jest formułą Kuichlinga dla uhonorowania Emila Kuichlinga, który zastosował go do projektowania systemu kanalizacji w Rochester (NY) w latach 1877–1888. W Zjednoczonym Królestwie natomiast – formułą Lloyd-Daviesa dla uhonorowania Davida E. Lloyd-Daviesa, który pisał o nim w 1906 r. Najczęściej jednak model ten występuje pod nazwą Metoda Racjonalna (ang. Rational Method). Wynikają z tego częste nieporozumienia polegające na domniemaniu, że ma on charakter racjonalny, a więc jest modelem o charakterze fizykalnym. A to nieprawda, gdyż równanie (2.4) jest typowym modelem empirycznym – dlatego bardziej trafna nazwa to Metoda Współczynnika (ang. Ratio Method) odwołująca się do współczynnika spływu C (Haestad Methods, Durrans i Klotz 2007).

Mulvaney do kalibracji swojego modelu skonstruował pluwiograf, tj. deszczomierz z zegarem poruszającym mechanizm, służący do rejestracji chwilowych natężeń deszczu. Było to niewątpliwie milowym krokiem, bo dzięki pluwiografowi stało się możliwe podjęcie obserwacji chwilowych natężeń deszczu. W miejsce informacji o samej wysokości opadu, najczęściej deponowanego

w ciągu 1 doby, możliwy stał się zapis ciągłej historii przyrostu wysokości opadu w postaci pluwiogramu.

2.4. Deszcz miarodajny

Z chwilą wprowadzenia pierwszych pluwiografów pojawiła się idea gromadzenia, opracowywania i publikowania wyników prowadzonych obserwacji opadów atmosferycznych. Pionierem takich działań był Baldin Latham jako posiadacz jednego z pierwszych samopiszących deszczomierzy. Inżynier ten łączący zainteresowania meteorologią z profesją projektanta systemów kanalizacyjnych od 1876 r. był członkiem Royal Meteorological Society, a w latach 1890 i 1891 pełnił funkcję prezydenta tego towarzystwa (Insley 1997). Niezależnie od tego był projektantem licznych systemów kanalizacji ogólnospławnych m.in. w Birmingham, Croydon, Harrow, Rugby w Anglii czy też np. w Poznaniu (projekt z 1872).

Po latach systematycznych obserwacji opadów udało się zgromadzić zadowalająco bogate zbiory – do ich przetwarzania i modelowania trzeba było wypracować odpowiednią metodykę. Przyjmuje się, że metodykę przetwarzania rejestracji chwilowych natężeń deszczy i budowy modeli opadowych zaproponował pierwszy Arthur N. Talbot – twórca omawianej już uproszczonej formuły (2.1) do wymiarowania kanałów. Często za datę publikacji jego pionierskiej pracy dotyczącej modeli opadowych podaje się mylnie 1899 r. (Haestad Methods, Durrans i Klotz 2007; Kotowski i in. 2010), co prawdopodobnie ma związek z wydaniem w tym czasie przez niego poradnika, pt: *The railway transition spiral* (Talbot 1899). W rzeczywistości już 7 lat wcześniej w czasopiśmie „Technograph” ukazał się artykuł Talbota pt.: *Rates of maximum rainfall*, dzięki któremu zainicjowany został nowatorski i w znacznej mierze wciąż aktualny sposób przetwarzania danych opadowych i tworzenia modeli opadowych (modeli deszczy miarodajnych do projektowania systemów odwodnienia) (Talbot 1982).

Talbot zauważył, że maksymalny przepływ w kanale jest determinowany przez chwilowe maksymalne natężenie deszczu o czasie trwania niezbędnym do zasilenia spływem kanału na całej jego długości. Tym samym potwierdził on drugą zasadę Metody Racjonalnej, której odkrycie przez Mulvaneya stało się fundamentem do zapisania formuły (2.4). Mulvaney (1851) zaobserwował, że czas koncentracji spływu ma deterministyczny wpływ na wielkość spływu (stąd

we wzorze (2.4) wprowadził i_{ave}), a więc na średnie natężenie deszczu – uśredniane dla czasu koncentracji spływu.

Talbot (1892) przeanalizował zapisy deszczu pochodzące z pluwiografów, jak również pewną liczbę rejestracji opadów z deszczomierzy bez ciągłego zapisu. W ramach badań wykonał wykresy natężeń chwilowych tych deszczu względem czasów ich trwania. Na podstawie sporządzonych wykresów uznał, że układ otrzymanych punktów można przybliżyć przy użyciu krzywych opisanych wzorem

$$i = \frac{a}{D + b}, \quad (2.5)$$

w którym:

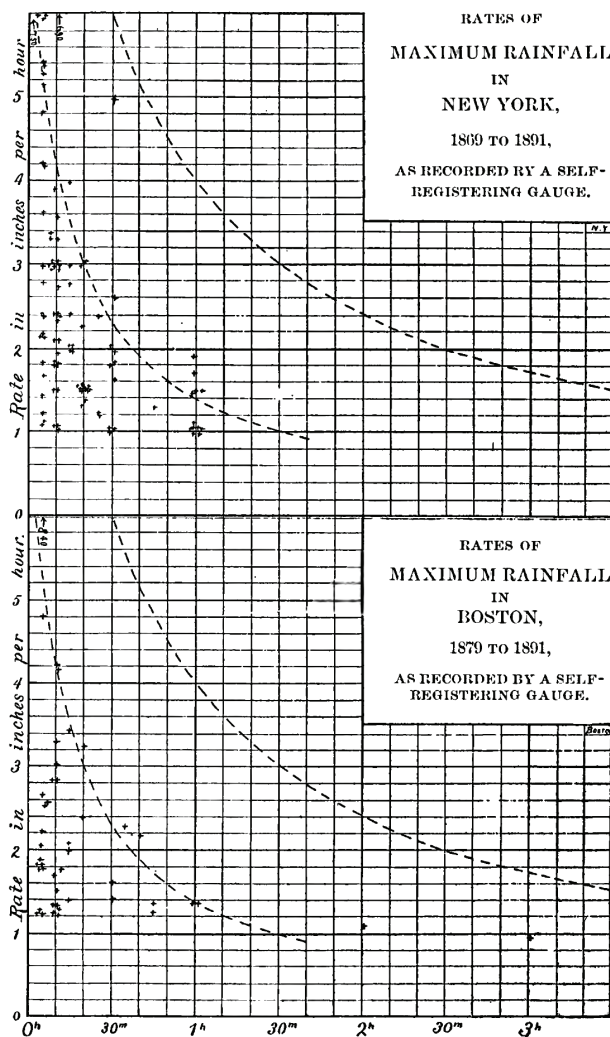
- i – natężenie deszczu,
- D – czas trwania,
- a, b – współczynniki empiryczne.

Przykładowe krzywe wykreślone przez Talbota przedstawiono na rys. 2.1. Jak widać na obydwu wykresach (przykładowe miasta Nowy Jork i Boston), dla każdej lokalizacji zostały przygotowane dwie krzywe: jedna dla natężeń deszczu często występujących i druga dla natężeń deszczu rzadko przewyższanych. Talbot pierwszy wprowadził model przyjmowania natężenia deszczu miarodajnego do dalszych obliczeń spływów jako funkcji czasu trwania i ich umownej częstości występowania. Na obszarze USA model o postaci zdefiniowanej wzorem (2.5) jest wciąż uznawany za właściwy w opisie natężeń deszczu miarodajnych o czasie trwania (D) do 2 h.

Od momentu publikacji Talbota (1892) koncepcja deszczu miarodajnego zyskała powszechną akceptację w środowisku inżynierskim. Natężenia deszczu miarodajnych stały się podstawą projektowania systemów odwodnienia i są do dziś stosowane nie tylko z uwagi na wieloletnią tradycję, lecz także z uwagi na zalecenia zapisane we współczesnych normach i wytycznych technicznych (np. PN-EN 12056-3 2002; PN-S-02204 1997; PN-EN 752 2017; Schmitt 2007).

W odniesieniu do pionierskiego opracowania Talbota (1892) należy również zwrócić uwagę, że zauważył on silne zróżnicowanie natężeń deszczu miarodajnych dla różnych miast w USA – dlatego opracował zestaw modeli dostosowanych do lokalnych warunków. Podobna świadomość zróżnicowania lokalnych warunków opadowych towarzyszyła także innym, jemu współczesnym, inżynierom sanitarnym. Stąd też, gdy podejmowano realizację większych projektów kanalizacyjnych, na ich wstępie instalowano pluwiografy, starano się

zbierać i analizować wszelkie dostępne lokalne wyniki rejestracji deszczy. Dobrym przykładem tego mogą być duże projekty kanalizacyjne zrealizowane w takich miastach, jak: Wrocław, Warszawa i Łódź.



Rys. 2.1. Przykładowe krzywe natężeń deszczy miarodajnych wykreślone przez Talbota dla Nowego Jorku i Bostonu (Talbot 1892); na osiach poziomych zaznaczono czas trwania deszczy, na osiach pionowych – ich natężenie (wyrażone w calach na godzinę). Na każdym z wykresów są dwie krzywe: dla natężeń deszczy często występujących (dolna) i rzadko przewyższanych (górna)

Mimo tego, że we Wrocławiu szczegółowy projekt kanalizacji został przyjęty już w 1874 r. i zrealizowany w ciągu 7 lat, mając na uwadze dalszą rozbu-

dowę i eksploatację sieci, Zarząd Kanalizacji Miasta w 1898 r. zainstalował na terenie miasta trzy pierwsze deszczomierze (Wołoszyn 1964). W Warszawie Karol Pomianowski na potrzeby projektu kanalizacji miasta przeanalizował dostępne rejestracje deszczy burzowych z okresu 1837–1925 (Rybczyński i in. 1933). Przystępując do projektowania systemu odwodnienia Łodzi, William H. Lindley (1911) zgromadził i poddał analizie dane opadowe z pobliskich stacji z lat 1891–1906 z zaborów – pruskiego i rosyjskiego.

Trudności z pozyskaniem wiarygodnej informacji o lokalnych wartościach natężeń deszczy miarodajnych nie kończyły się bynajmniej po uzyskaniu dostępu do wyników lokalnych pomiarów. Dalsze opracowanie wyników pomiarowych było niemniej problematyczne w obliczu braku dostępu do komputerów i przy słabo jeszcze rozwiniętej statystyce. Częstym podejściem było wspomaganie obliczeń przybliżonymi metodami wykreślnymi. Ze względu na występujące problemy związane z pozyskaniem informacji o natężeniach deszczy miarodajnych starano się publikować i udostępniać inżynierom zbiory gromadzonych wyników, co budowało wiedzę o modelowaniu opadów.

I tak na przykład materiał badawczy zebrany i przeanalizowany przez Pomianowskiego w 20-leciu międzywojennym stał się punktem wyjścia do wprowadzenia w latach 50. XX w. stosowanej przez dziesięciolecia formuły Błaszczyka (1954). Podobnie publikowane w sposób systematyczny wyniki pomiarów z deszczomierzy wrocławskich jeszcze sprzed II wojny światowej stały się bazą do opracowania przez Juliana Wołoszyna (1961; 1964) formuły natężeń deszczy miarodajnych dla Wrocławia.

Wraz z szybkim rozwojem motoryzacji oraz transportu kolejowego i lotniczego problem odwadniania terenów przestał ograniczać się tylko do wielkich miast. Budowane drogi, szlaki kolejowe i lotniska musiały zostać wyposażone w systemy odprowadzania wód deszczowych i roztopowych zaprojektowane z uwzględnieniem lokalnych warunków opadowych. W wyniku rosnącej świadomości, nie tylko wśród inżynierów, lecz także administracji centralnej wielu państw, uznano za stosowne opracowanie krajowych lub regionalnych wytycznych przyjmowania natężeń deszczy miarodajnych do projektowania systemów odwodnienia. Opracowania te zawierały dane tabelaryczne albo były sporządzane w formie atlasów opadowych zawierających mapy z izoliniami natężeń deszczy miarodajnych, o zadanych czasach trwania i prawdopodobieństwach przewyższenia.

W krajach sąsiedzkich opracowania takie pojawiły się już w latach 40. i 50. XX w. W Niemczech w roku 1940 Friedrich Reinhold (1940) opublikował w „Archiv für Wasserwirtschaft” wartości natężeń deszczy o prawdopodobień-

stwie pojawiania się raz w roku dla poszczególnych miast i regionów kraju. Na ich podstawie możliwe było określanie natężeń deszczy dla innych czasów trwania i prawdopodobieństw występowania. Niewątpliwym impulsem do tego typu prac była intensywna rozbudowa infrastruktury Niemiec, budowa sieci autostrad i lotnisk o utwardzonych nawierzchniach, zgodnie z koncepcją remilitaryzacji kraju i ideą prowadzenia wojny błyskawicznej z szybkim przetrzuceniem wojsk i masowym użyciem lotnictwa. W latach 90. XX w. wytyczne Reinholda o charakterze dyskretnym (dane o wartościach natężeń deszczy jedynie dla wybranych miast) zastąpione zostały przez opracowanie o charakterze ciągłym i globalnym – atlas opadowy KOSTRA publikowany i aktualizowany cyklicznie w latach: 1990, 1997, 2000, 2010 i 2017. (Nazwa KOSTRA pochodzi od niemieckiego skrótu KOordinierte STarkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen (Bartels i in. 1997; Malitz i Ertel 2015)). Współcześnie atlas ten jest źródłem aktualnej i łatwo dostępnej informacji dla inżynierów środowiska o natężeniach deszczy miarodajnych na terenie Niemiec. Informacje o deszczach miarodajnych mieszczą się na 52 kolorowych mapach, a sam atlas jest dostępny w wersji elektronicznej.

W Czechosłowacji w roku 1959 opublikowano monografię Josefa Trupla dotyczącą zależności między natężeniem krótkotrwałych deszczy a prawdopodobieństwem występowania opadów burzowych (Trupl 1959). Jednym z załączników do tej pracy była mapa izolinii natężeń deszczy 15-minutowych o częstości równej 1 raz na rok. Opracowanie takiej mapy w warunkach górzystego w znacznej mierze kraju, o silnie zróżnicowanych lokalnych warunkach opadowych było dużym osiągnięciem jak na ówczesne czasy, zwłaszcza przy braku dostępu do wspomaganých komputerowo technik geostatystycznych.

W ZSRR ogólnokrajowa metodyka przyjmowania natężeń deszczy została opracowana przez Katedrę Techniki Komunalnej Leningradzkiego Instytutu Naukowo-Badawczego. Jej podstawą było przyjmowanie odpowiednich parametrów, w tym przede wszystkim natężenia deszczu 20-minutowego o częstości równej 1 raz na rok. Bardzo mocno zgeneralizowane mapy tych parametrów dla całego obszaru Związku Radzieckiego były publikowane w najważniejszych podręcznikach z zakresu kanalizacji, np. w pracach (Sizskin i in. 1960; Żukow i in. 1964).

W Polsce jak dotąd nie powstało ogólnokrajowe i szczegółowe opracowanie dotyczące natężeń deszczy miarodajnych do projektowania systemów odwodnienia, chociaż zdawano sobie sprawę z potrzeby uzupełnienia tej luki. Jako pierwszy Błaszczuk (1954) na podstawie przeglądu formuł natężeń deszczy

miarodajnych w Polsce opublikowanych przez innych autorów (przede wszystkim przez Lambora i Rostkońskiego) zaproponował, aby przyjąć do stosowania w całym kraju w nieco zmodyfikowanej wersji jego warszawską formułę. Zmodyfikowany model Błaszczyka uwzględniający zależność natężenia deszczu od średniorocznej wysokości opadu został zalecony do stosowania na terenie całej Polski w *Wytycznych technicznych projektowania miejskich sieci kanalizacyjnych* (1965), a jego uproszczoną, stabelaryzowaną wersję zamieszczono w normie PN-S-02204 (1997) dotyczącej odwodnienia dróg. Od samego początku zaproponowany model wzbudzał polemikę, gdyż opierał się na kontrolerskiej teorii Gorbaczewa o meteorologicznie równoważnych chmurach formujących się w takich samych warunkach hydrologicznych, z których mogą powstawać deszcze różniące się czasem trwania i intensywnością, ale równoważne względem swojej siły. Siłę tę Gorbaczew definiował jako pierwiastek z iloczynu wysokości i natężenia deszczu (Sizszkin i in. 1960). Funkcyjne powiązanie natężeń deszczu miarodajnych ze średnioroczną wysokością opadów było szczególnie mało wiarygodne zwłaszcza w przypadku obszarów górskich o silnie zróżnicowanych i najwyższych sumach rocznych opadów. Natężenia deszczu miarodajnych nie są na tych obszarach szczególnie interesujące z perspektywy hydrologii miejskiej, gdyż w Polsce nie ma dużych miast położonych w górach, są one natomiast przedmiotem zainteresowania hydrologów prognozujących wezbrania powodziowe w małych zlewniach niekontrolowanych potoków. Wychodząc naprzeciwko potrzebom hydrologów, w *Atlasie hydrologicznym Polski*, wydanym pod redakcją Stachyego w latach 1986–1987, zawarto 12 map izohiet maksymalnych opadów wykreślonych dla czasu trwania: 15, 30, 60 i 120 min oraz dla prawdopodobieństwa 1, 10 i 50%. Dane zawarte w *Atlasie* zdecydowanie bardziej odpowiadały wymogom hydrologii niż projektowania systemów odwadniania, a ponadto prezentowane statystyki opierały się na bardzo krótkim i mało reprezentatywnym okresie obserwacji opadów (dane 1966–1975) (Cebulak i in. 1987).

Wady opracowań maksymalnych opadów w *Atlasie hydrologicznym Polski* wynikające ze zbyt krótkiego okresu analiz były impulsem do studiów Bogdanowicz i Stachy (1998) przeprowadzonych na podstawie znacznie dłuższych zapisów pluwiograficznych z lat 1960–1990. Tym razem jednak, jak przyznali się ich autorzy, duża pracochłonność przygotowania danych zmusiła ich do zawężenia analizy do zaledwie 20 stacji IMGW. Z tego powodu opublikowane wyniki Bogdanowicz i Stachy (1998) sami uznali tylko za początkowy etap badań opadów o dużej intensywności dla obszaru Polski. Jak słusznie zauważył

Kotowski (2011), założeniem wyjściowym przyjętym w analizie Bogdanowicz i Stachyego było szeregowanie wyłącznie maksymalnych rocznych opadów syntetycznych (po jednym największym z każdego roku) w interwałach czasowych od 5 min do 72 h. W efekcie bazowania na metodzie serii maksimumów rocznych (ang. Annual Maximum – AM) doszło do istotnego zaniżenia natężeń opadów miarodajnych, zwłaszcza przy wysokim prawdopodobieństwie $p = 100\%$ i $p = 50\%$ (deszcze o częstotliwościach 1 raz na rok i 1 raz na 2 lata). Dyskusyjna jest także zaimplementowana metodyka regionalizacji. W jej następstwie opracowany model dla znacznych obszarów Polski sugeruje te same wartości natężeń deszczy miarodajnych. W efekcie tego po zastosowaniu modelu Bogdanowicz i Stachyego na przykład do obliczania objętości zbiorników retencyjnych wód opadowych uzyskuje się mało wiarygodne wyniki, tj. objętości zbiorników wydają się nie być uzależnione od lokalizacji ich zabudowy na obszarze Polski (Bogdanowicz i Stachy 1998). Do wniosku takiego doszli Licznar i in. (2017b) w wyniku przeprowadzonej analizy wpływu przyjęcia modelu natężeń deszczy miarodajnych na bezpieczeństwo obliczeń objętości zbiorników retencyjnych wód opadowych w Polsce. Ostatnią, bardzo oczywistą wadą modelu Bogdanowicz i Stachyego, nazywanego też często modelem IMGW, jest pominięcie obszarów górskich i podgórskich, dla których nie analizowano danych opadowych.

Pominięcie gór w modelu IMGW nie jest zbyt istotne z punktu widzenia hydrologii miejskiej, bo zarówno w Sudetach, jak i w Karpatach nie ma w Polsce dużych miast – niemniej jednak to właśnie te obszary są w centrum szczególnego zainteresowania hydrologów, gdyż są źródłiskami największych polskich rzek. To także obszary częstych i gwałtownych wezbrań po ulewnych opadach, na małych, zwykle niekontrolowanych ciekach.

Modelowanie takich wezbrań jest możliwe tylko dzięki informacji o natężeniach deszczy miarodajnych. Kierując się tymi przesłankami, Suligowski (2004) przeanalizował dane również z okresu 1960–1990, ale dla 40 stacji. W efekcie tych prac zaproponował prosty model fizyczny o strukturze (Suligowski 2004)

$$I_p = A_o t_r^B, \quad (2.6)$$

w którym:

- I_p – maksymalne natężenie opadu, $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,
- t_r – czas trwania, min.
- A_o, B – współczynniki.

Chociaż badania Suligowskiego zostały przeprowadzone z wykorzystaniem wiarygodnej metody serii największych wartości (ang. Annual Exceedance – AE), a wyszukiwania maksymalnych wysokości opadów objęły całą Polskę, nie znalazły szerokiego zastosowania w praktyce projektowania miejskich systemów odwodnienia. Zabrakło popularyzacji otrzymanych wyników w środowisku inżynierii sanitarnej. Trudno było także precyzyjnie odczytać wartości współczynników A_0 i B dla konkretnych lokalizacji z mało czytelnych map zamieszczonych w monografii (Suligowski 2004). Model Suligowskiego nie jest już obecnie w pełni wiarygodny, ponieważ został opracowany na podstawie danych pochodzących z 40 stacji pomiarowych, a od zakończenia serii obserwacyjnej opadów minęło już ponad ćwierć wieku. Dla porównania – wspomniany atlas KOSTRA w podobnym okresie był 5-krotnie aktualizowany.

2.5. Krzywe IDF i DDF

Modele deszczu miarodajnego są często nazywane krzywymi IDF i DDF. Nazwa ta bierze się z charakterystycznego układu punktów z wartościami maksymalnych natężeń, względnie wysokości opadów, odniesionych względem ich czasu trwania. Wartości maksymalnych natężeń, względnie wysokości opadów, są precyzyjniej określane mianem maksymalnych natężeń fazowych lub maksymalnych wysokości fazowych opadów. Określenie fazowe oznacza, że wyszukiwane na wstępie opracowania statystycznego zbioru pomiarowego rejestracji opadów ich maksymalne natężenia chwilowe lub też wysokości w różnych przedziałach czasu trwania nie są zwykle powiązane z czasami trwania konkretnych zdarzeń opadowych. Przy krótkim czasie trwania, np. 5, 10 lub 15 min, zazwyczaj maksymalne fazowe natężenia opadów odnoszą się jedynie do niewielkich, najbardziej intensywnych wykwinków konkretnych zdarzeń opadowych. Odwrotnie natomiast przy bardzo długim czasie trwania, np. 1, 2 lub 3 doby, maksymalna fazowa wysokość opadu może być sumą wysokości nawet kilku oddzielnych zdarzeń opadowych rozdzielonych przez okresy bezdeszczowe.

Na rysunku 2.2 zestawiono maksymalne fazowe wysokości opadów dla czasu trwania: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90 i 120 min wydzielone z 30-letnich rejestracji opadów zarejestrowanych przez pojedynczy deszczomierz. Dla każdego czasu trwania zidentyfikowano 30 najwyższych wysokości opadów chwilowych z wykorzystaniem metody serii największych wartości (ang. Annual

Exceedance – AE), które uporządkowano w nierosnące szeregi rozdzielcze. Tłumaczy to dlatego pewna część z punktów na wykresie pokrywa się, gdyż w wieloletnim zbiorze obserwacyjnym mogły z dużym prawdopodobieństwem wystąpić powtarzające się okresy (fazy) opadów o równych wysokościach.

Zgodnie z koncepcją zaproponowaną przez Talbota (1892) prezentowane na rys. 2.2 maksymalne fazowe wysokości opadów mogą posłużyć do skonstruowania modelu opadów miarodajnych, niemniej w tym celu konieczne jest przypisanie im odpowiednich wartości prawdopodobieństwa przewyższenia ich wartości (p), względnie częstości ich występowania (C), oraz dopasowanie do ich układu odpowiednich krzywych (funkcji) pozwalających na łatwą estymację miarodajnych wysokości opadów dla różnych czasów trwania. Prawdopodobieństwo p oraz częstość C występowania danej wysokości opadu mogą być obliczone następująco (Kotowski i in. 2010):

$$p(m, N) = \frac{m}{N+1}, \quad (2.7)$$

$$C(m, N) = \frac{N+1}{m}, \quad (2.8)$$

m – miejsce danego wyrazu w ciągu rozdzielczym opadów,

N – liczebność ciągu.

We wzorach (2.7) i (2.8), chcąc operować w projektowaniu opadem miarodajnym o określonym prawdopodobieństwie (częstości) występowania, należy pominąć pewną liczbę skrajnie wysokich opadów. Przykładowo w przypadku prawdopodobieństwa $p = 10\%$ i analizowanej liczebności ciągu $N = 30$ lat należy pominąć dwie pierwsze obserwacje i dokonać dopasowania krzywej typu DDF na poziomie $m = 3$ wyrazu w ciągu rozdzielczym, co zostało uwzględnione na rys. 2.2 zarówno dla $p = 10\%$, jak i dla pozostałych charakterystycznych (powszechnie wykorzystywanych w projektowaniu systemów odwodnienia) wartości prawdopodobieństw: 20%, 50% i 100%. Dzięki temu dla wszystkich wymienionych prawdopodobieństw możliwe było dopasowanie krzywych DDF o uogólnionej postaci funkcyjnej

$$h = A \cdot t^n, \quad (2.9)$$

w której:

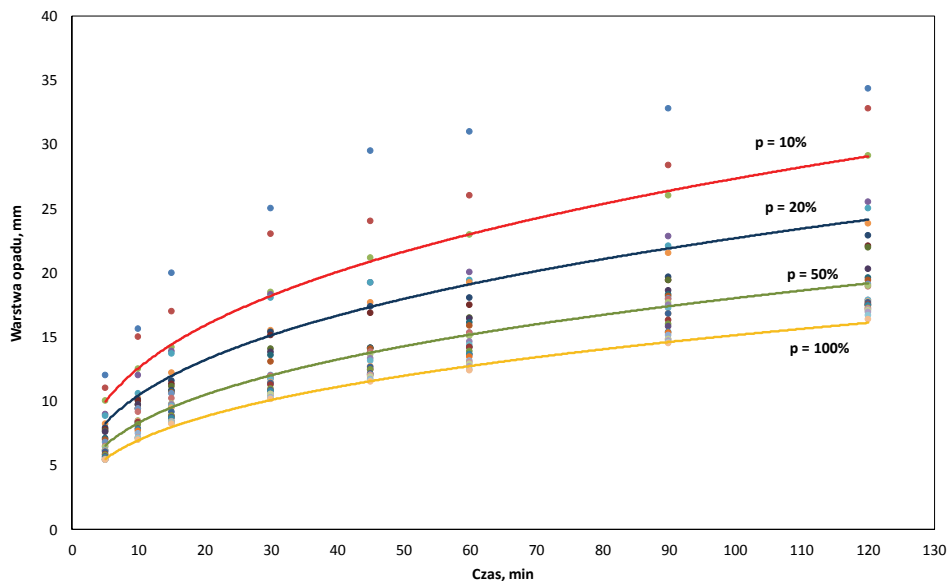
h – miarodajna wysokość opadu,

t – czas trwania opadu,

A, n – współczynniki ustalane dla konkretnych wartości p , zależne od przyjętych jednostek h i t .

Opisany sposób opracowania statystycznego maksymalnych wysokości opadów można zastosować również przy opracowaniu maksymalnych natężeń deszczy. Maksymalne fazowe natężenia l są obliczane jako ilorazy maksymalnych fazowych wysokości h oraz odpowiadających im czasów trwania t :

$$l = \frac{h}{t}. \quad (2.10)$$



Rys. 2.2. Wyznaczone maksymalne fazowe wysokości opadów dla czasu trwania 5–120 min oraz opracowane na ich podstawie krzywe miarodajnych wysokości opadów DDF dla prawdopodobieństw $p = 10\%$, 20% , 50% i 100%

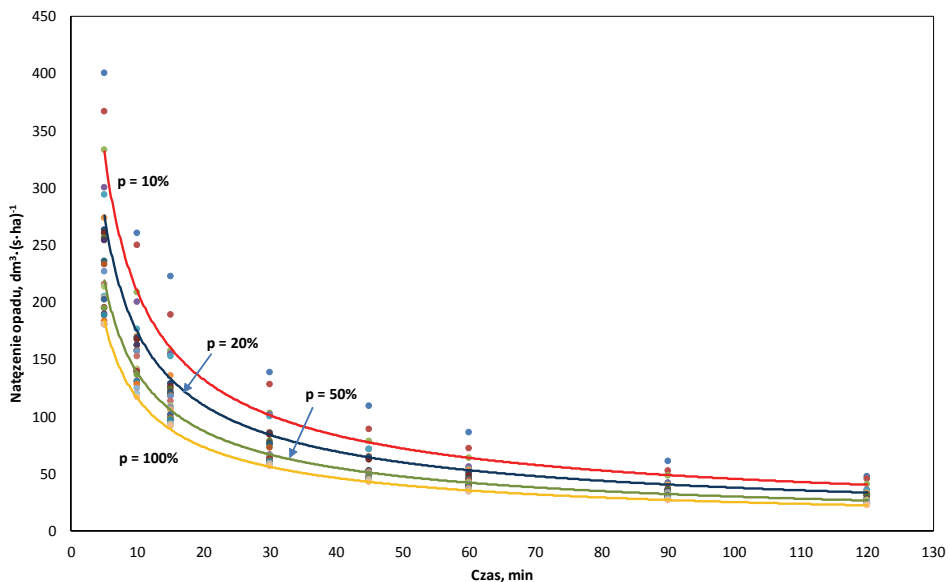
Opracowanie statystycznego zbioru maksymalnych natężeń opadów kończy się wykreśleniem krzywych IDF (rys. 2.3), których postać funkcyjna z uwzględnieniem wzorów (2.9) i (2.10) jest następująca:

$$l = A \cdot t^{(n-1)}, \quad (2.11)$$

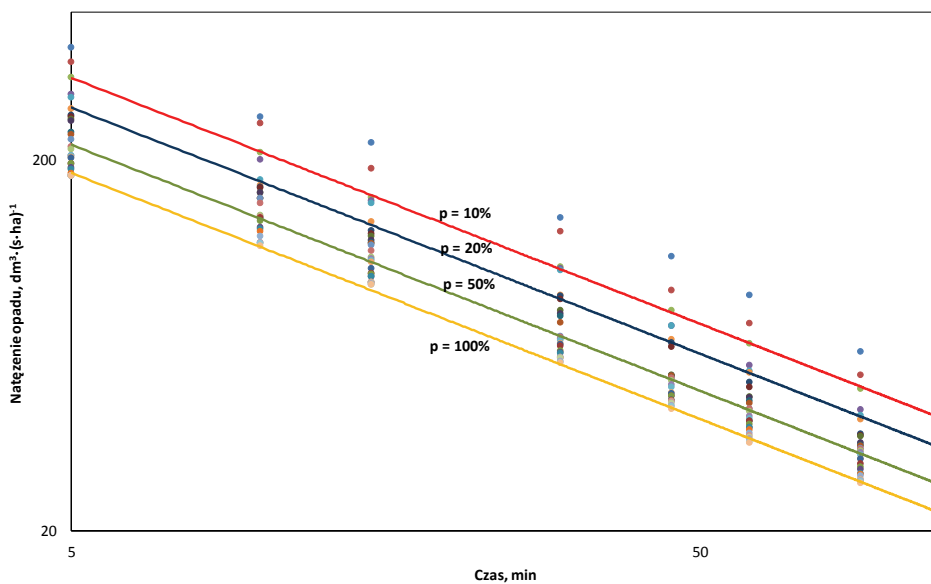
l – miarodajna intensywność opadu,

t – czas trwania opadu,

A, n – współczynniki ustalane dla konkretnych wartości p i zależne od przyjętych jednostek l i t .



Rys. 2.3. Wyznaczone maksymalne fazowe natężenia (jednostkowe) opadów dla czasu trwania 5–120 min oraz opracowane na ich podstawie krzywe miarodajnych natężeń opadów IDF dla prawdopodobieństw $p = 10\%$, 20% , 50% i 100%



Rys. 2.4. Wyznaczone maksymalne fazowe natężenia (jednostkowe) opadów dla czasu trwania 5–120 min wykreślone w podwójnie logarymicznym układzie osi oraz opracowane na ich podstawie krzywe miarodajnych natężeń opadów IDF dla prawdopodobieństw $p = 10\%$, 20% , 50% i 100%

Do momentu upowszechnienia technik komputerowych ustalenie metodami analitycznymi parametrów modeli krzywych typu IDF bądź DDF, zdefiniowanych równaniami (2.9) i (2.11), stwarzało duże trudności. Z tego powodu stosowano metody graficzne z układami współrzędnych w skali logarytmicznej, konsekwencją była poprawa czytelności wykresów i linearyzacja zależności funkcyjnych (2.9) i (2.11) (por. rys. 2.3 i 2.4). Pozwalało to na graficzny odczyt parametrów A i n . Klasycznym przykładem zastosowania metody graficznej do ustalenia równania krzywej IDF może być opracowanie modelu Błaszczyka, opisywane szczegółowo w książce (Błaszczyk i in. 1974).

2.6. Ograniczenia stosowalności modelu deszczu miarodajnego

Niepodważalnymi cechami opadów atmosferycznych są nieciągłość i zmienność natężeń chwilowych. Cechy te w zasadniczy sposób utrudniają przetwarzanie i opracowanie danych opadowych. Klasyczne modele IDF i DDF nie spełniają wymagań, które stawia się danym wejściowym o opadach atmosferycznych przez programy służące do symulacji dynamicznej funkcjonowania systemów odwodnieniowych. Modele deszczu miarodajnego wprowadzono przy niepomniernie gorszym warsztacie rejestracji opadów i niższym poziomie wiedzy o fizyce zjawisk opadowych, bazując tylko na zaobserwowanych bardzo ogólnych prawidłowościach.

Zauważono, że wraz ze skróceniem czasu trwania deszczu wzrastają wartości jego maksymalnych natężeń. Ponadto wysokie natężenia deszczu pojawiają się rzadko, a w zbiorach obserwacyjnych dominują opady o niskich i średnich natężeniach. Co się z tym łączy ze wzrostem natężenia opadu jego prawdopodobieństwo pojawienia się maleje. Zdano sobie sprawę, że opady intensywne obejmują jedynie niewielkie obszary, a jeśli wzrośnie ich zasięg, zwykle średnie natężenie opadu zmaleje. Na tej podstawie przyjęto bardzo prosty model deszczu miarodajnego, który wyrażał natężenie deszczu I w funkcji trzech parametrów – czasu trwania t , prawdopodobieństwa p i jego zasięgu A :

$$I = f(t, p, A). \quad (2.12)$$

W praktyce jednak funkcję (2.12) ograniczano wyłącznie do dwóch pierwszych zmiennych, czyli

$$I = f(t, p). \quad (2.13)$$

Uzasadnieniem tego był brak dostępu do przestrzennej informacji o natężeniach opadów, np. z radarów lub z gęstych sieci deszczomierzy, umożliwiającej przeanalizowanie zmienności natężenia maksymalnego deszczu w zależności od wielkości obszaru objętego opadem.

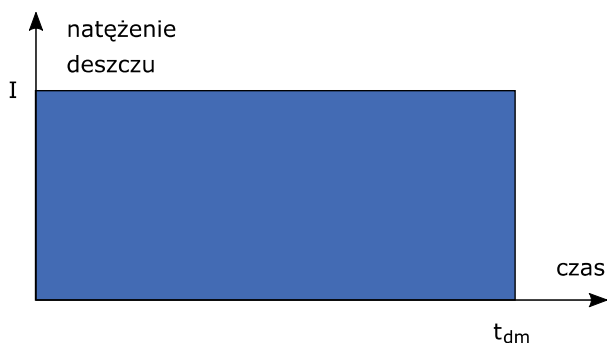
Zastosowanie funkcji (2.13) implikuje to, że po przyjęciu określonego prawdopodobieństwa i czasu trwania deszczu miarodajnego otrzymuje się stałą wartość natężenia (rys. 2.5). W koncepcji deszczu miarodajnego odrzuca się zatem zmienność opadu nie tylko w pewnej przestrzeni, lecz także w obrębie przyjętego czasu jego trwania t_{dm} . Ze względu na potrzeby inżynierskie na etapie projektowania kanalizacji deszczowej przyjmuje się, że nie jest istotne poznanie zmienności chwilowych natężeń deszczu, ale znajomość uśrednionego natężenia dla przyjętego czasu trwania deszczu, tak jak jest to stosowane w Metodzie Racjonalnej (patrz wzór (2.4)). To uśrednione natężenie deszczu jest traktowane za miarodajne w projektowaniu kanalizacji – stąd nazwa: model deszczu miarodajnego, zwanego też opadem blokowym (Schmitt 2007), co zrozumiałe z uwagi na prostokątny kształt wykresu natężenia deszczu (rys. 2.5).

Przy użyciu terminu „projektowanie kanalizacji” i połączeniu go z modelem opadu blokowego trzeba sprecyzować, że chodzi tutaj zasadniczo o obliczenie jedynie wartości maksymalnego natężenia strumienia przepływu wód opadowych dla poszczególnych kanałów sieci w celu prawidłowego doboru ich spadków i dymensji. Praktyka operowania stacjonarnymi metodami obliczania maksymalnych odpływów ze zlewni harmonizowała ze starą „filozofią” *collect and drain* (ang.), co oznaczało jak najszybsze koncentrowanie spływu powierzchniowego i odprowadzanie wód opadowych z miasta do odbiorników. Mając na celu rozpoznanie jedynie wielkości maksymalnego odpływu ze zlewni, bezpieczne i akceptowalne dla inżynierów wydawało się założenie, że natężenie deszczu miarodajnego jest stałe na obszarze całej zlewni i w czasie całego jego trwania. Wartość stałego natężenia deszczu redukowano jedynie wraz ze wzrostem wielkości zlewni i wydłużeniem czasu odpływu, w sposób pośredni w toku obliczeń hydraulicznych.

Na przykład w popularnej w Polsce metodzie granicznych natężeń z powiększaniem się obszaru zlewni wydłuża się czas odpływu kanałem, co przekłada się na adekwatną redukcję natężeń deszczu miarodajnych. Operowanie

modelem blokowym opadu i metodami stacjonarnymi obliczenia odpływu wód opadowych, z uwagi na daleko idące za tym uproszczenia zjawiska opad–odpływ i transformacji fali odpływowej w sieci kanałowej, jest współcześnie uznawane za prawidłowe jedynie w przypadku projektowania sieci o prostej budowie, odwadniających zlewnie o powierzchni nieprzekraczającej 200 ha (Schmitt 2007; PN-EN 752 2008).

Podobnie model blokowy będący jedynie nośnikiem zgeneralizowanej informacji o maksymalnej wysokości opadu deponowanego w określonym czasie jego trwania może być wiarygodną podstawą obliczeń wymaganej objętości retencji tylko w przypadku tzw. małych zbiorników wód opadowych. Za małe zbiorniki retencyjne wód opadowych uznaje się zbiorniki instalowane tylko na prostych sieciach odwodnienia o czasie przepływu do $t_f = 30$ min, obsługujących skanalizowane zlewnie o powierzchni do 200 ha (Licznar 2010b). Objętość retencyjna takich małych zbiorników może być zgodnie z niemiecką wytyczną DWA A-117 (2014) obliczana z użyciem metody uproszczonego wymiarowania (niem. *Bemessung*), zwanej alternatywnie metodą wskaźnikową zgodnie z nazewnictwem wprowadzonym przez Kotowskiego (2015b).



Rys. 2.5. Model deszczu miarodajnego zwany modelem opadu blokowego

Mówiąc o ograniczeniach modelu deszczu miarodajnego, należy odnieść się również do samego prawdopodobieństwa p we wzorach (2.12) i (2.13). Prawdopodobieństwo to czy też częstość deszczu C powinny być przyjmowane z uwagi na znaczenie projektowanego systemu odwodnienia. Jeśli niezawodność takiego systemu ma istotne znaczenie dla zapewnienia bezpieczeństwa ludzi, funkcjonowania infrastruktury komunikacyjnej i ochrony majątku o znacznej wartości należy przyjmować niskie wartości prawdopodobieństwa rzędu 10% lub nawet 5% w przypadku dróg startowych i manewrowych na lotnisku przy-

stosowanych do obsługi dużych samolotów (Edel 2006). Trzeba przy tym liczyć się z bardzo wysokimi kosztami realizacji systemu odwodnienia wymiarowanego dla wysokich natężeń deszczy miarodajnych. W przypadku obszarów, gdzie prawdopodobieństwo wystąpienia wymienionych zagrożeń jest zdecydowanie mniejsze, podobnie gdy zgromadzony majątek jest znacznie mniejszy, drogie systemy odwodnienia nie znajdują uzasadnienia i naturalne jest przyjmowanie wyższych wartości prawdopodobieństwa p . Obniża to wprawdzie poziom bezpieczeństwa projektowanego systemu, ale jednocześnie zdecydowanie obniża jego koszty i dostosowuje je do poziomu akceptowanego przez inwestorów.

Zalecane częstości projektowe deszczu obliczeniowego i dopuszczalne częstości wystąpienia wylewów zestawione przez Kotowskiego (2015a) na podstawie europejskiej normy kanalizacyjnej PN-EN 752 (2008) przedstawiono w tab. 2.1.

Tabela 2.1. Zalecane częstości projektowe deszczu obliczeniowego i dopuszczalne częstości wystąpienia wylewów zestawione przez Kotowskiego (2015a) wg PN-EN 752 (2008)

Częstości projektowe opadów (1 raz na C lat)	Rodzaj zagospodarowania terenu	Częstości projektowe wylewów (1 raz na C lat)
1 na 1 ($p = 100\%$)	tereny wiejskie	1 na 10 ($p = 10\%$)
1 na 2 ($p = 50\%$)	tereny mieszkaniowe	1 na 20 ($p = 5\%$)
1 na 5 ($p = 20\%$)	centra miast, tereny usługowe i przemysłu	1 na 30 ($p = 3\%$)
1 na 10 ($p = 10\%$)	podziemne obiekty komunikacyjne, przejścia i przejazdy pod ulicami itp.	1 na 50 ($p = 2\%$)

Na podstawie analizy danych przedstawionych w tab. 2.1 można wnioskować, że prawdopodobieństwa deszczu miarodajnego nie da się utożsamiać z prawdopodobieństwem wylewów z sieci kanalizacyjnej. Można jedynie oczekiwać, że jeśli przy projektowaniu nowej sieci kanalizacji deszczowej przyjmie się odpowiednią częstość występowania deszczu miarodajnego, to uda się ograniczyć częstość wylewów z takiego systemu do poziomu odpowiednio niskiego, akceptowanego w konkretnym rodzaju zagospodarowania terenu odwadnianej zlewni. Związek między częstościami projektowymi opadów i wylewów, zapisany w tab. 2.1, ma charakter jedynie umowny i wynika z praktyki inżynierskiej, zgodnie z którą częstości zalewania terenu przez kanalizacje deszczowe lub ogólnospławne są o około jeden rząd mniejsze od częstości deszczu miarodajnego, ponieważ projektowaniu towarzyszy dosyć znaczny poziom marginesu bezpieczeństwa, a dodatkowo nie każde nadpiętrzenie ścieków

(a więc wylanie się ścieków ponad umowny poziom – najczęściej poziom terenu względnie wjazdu studni) musi doprowadzić do szkód materialnych i przerozdzić się w wylanie kanalizacyjne. Szczegółowe omówienie różnic między stacjami nadpiętrzeń i wylewów można znaleźć w *Komentarzu do ATV-A118P* (Schmitt 2007) oraz podręczniku Kotowskiego (2015a).

Brak sformalizowanych relacji między częstościami występowania wylewów, będących miarą bezpieczeństwa systemów kanalizacyjnych, a częstościami projektowymi opadów pogłębia się jeszcze bardziej z uwagi na zapisy nowo opublikowanej wersji normy PN-EN 752 (2017). W nowym wydaniu normy, chociaż zalecenia dotyczące częstości opadów projektowych pozostają bez zmian, brak jest wyrazistego zdefiniowania zaleceń co do częstości wylewów, mówi się tylko o przykładach takich kryteriów (patrz tab. 2.2). Obejmują one szerszy zakres prawdopodobieństw od $p = 2\%$ do $p = 100\%$ i nie są wprost odniesione do rodzaju zagospodarowania terenu zlewni, ale do poziomu negatywnego wpływu potencjalnego wylania uzależnionego od tego, gdzie dojdzie do podtopienia, czy obejmie ono obszary zabudowane, czy też niezagospoda-

Tabela 2.2. Przykłady kryteriów projektowych kanalizacji dla wylań wg PN-EN 75 (2017)

Wpływ	Przykładowe lokalizacje	Czas ponownego nawrotu	Prawdopodobieństwo przewyższenia w dowolnym roku
Bardzo mały	drogi lub otwarte przestrzenie z dala od budynków	1 rok	100%
Mały	tereny rolnicze (w zależności od wykorzystania, np. pastwiska, grunty orne)	2 lata	50%
Mały do średniego	otwarte przestrzenie wykorzystywane do celów publicznych	3 lata	30%
Średni	drogi lub otwarte przestrzenie w pobliżu budynków	5 lat	20%
Średni do wysokiego	zalanie w zamieszkałych budynkach z wyłączeniem piwnic	10 lat	10%
Wysoki	głębokie zalanie w zamieszkałych piwnicach lub przejazdach pod ulicami	30 lat	3%
Bardzo wysoki	infrastruktura krytyczna	50 lat	2%
<p>Czasy ponownego nawrotu powinny być podwyższone (prawdopodobieństwa zredukowane) wszędzie tam, gdzie wody powodziowe szybko się przemieszczają.</p> <p>Przy przebudowie istniejących systemów i w miejscach, w których osiągnięcie takich samych kryteriów projektowych dla nowych systemów będzie pociągać za sobą wysokie koszty, można rozpatrywać niższe wartości.</p>			

rowane i niezasiedlone, jaka będzie jego głębokość, a nawet jak szybko wody opadowe będą rozlewać się po terenie.

Pojawiające się zmiany w zapisach normy są na pewno konsekwencją globalnego i narastającego problemu przeciążenia miejskich systemów odwodnienia w całej Europie. Jest to efektem nie tylko przyrostu powierzchni uszczelnionych, lecz także zmian klimatycznych skutkujących coraz częstszym występowaniem opadów nawałnych o bardzo wysokich natężeniach. W obliczu takich oddziaływań pierwotna filozofia *collect and drain*, która pociągnęła za sobą opracowanie modelu deszczu miarodajnego i warsztatu obliczania maksymalnych spływów powierzchniowych, traci swoją zasadność stosowania. Nie jest bowiem możliwe dzisiaj przebudowanie całych systemów odwodnienia dużych miast i znaczne zwiększenie ich przepustowości. Wdrażane w Europie (w tym także w Polsce) programy adaptacji systemów odwodnienia do zmian klimatu opierają się już na całkiem odmiennej filozofii promującej retencję wód opadowych i ich wykorzystanie *in situ*. Projekty techniczne wykonywane w ramach takich programów wymagają stosowania całkiem nowych narzędzi w postaci modelowania hydrodynamicznego. Modele hydrodynamiczne, dedykowane opisowi dynamiki zjawiska odpływu wód opadowych, nie mogą być zasilane opadem blokowym, bo wymagają zasilania w dane opadowe także o charakterze dynamicznym, a więc opisujące przynajmniej zmiany natężeń chwilowych opadów w czasie.

Nie można przy tym zapominać, że nowa filozofia projektowania i modelowania opiera się na probabilistycznej wizji prowadzenia obliczeń inżynierskich systemów kanalizacji deszczowej. Ich funkcjonowaniu stawia się wymóg zapewnienia komfortu kanalizacyjnego, zdefiniowanego w *Komentarzu do ATV-A118P* (Schmitt 2007), na zadanym poziomie prawdopodobieństwa. Z systemu odwodnienia nie może dochodzić do zbyt częstych wylań, co weryfikuje się dzięki wprowadzeniu dodatkowej wielkości normatywnej częstości nadpiętrzenia kanalizacji i sprawdza się ją z użyciem modelowania hydrodynamicznego (Licznar 2008a). Komputerowy model systemu odwodnienia jest poddawany losowym zdarzeniom w postaci kolejnych scenariuszy opadowych, a celem inżyniera jest taki dobór przepustowości systemu i jego retencyjności, aby możliwe było zminimalizowanie liczby przepełnień systemu, przy jednoczesnej optymalizacji kosztów inwestycyjnych.

Odzwierciedlenie probabilistycznej filozofii wymiarowania systemów odwodnieniowych jest widoczne w niemieckiej wytycznej DWA A-117 (2014), a konkretnie w zawartej w niej metodyce ogólnej (niem. *Nachweis*) odnośnie

do wykazywania niezbędnej objętości dużych zbiorników wód opadowych (Licznar 2011; 2013). Z tego powodu na etapie prac koncepcyjnych i projektowych potrzebne są nie tylko narzędzia, takie jak modele hydrodynamiczne do symulowania odpowiedzi systemu odwodnienia na impulsy opadowe, lecz także coraz bardziej modele opadowe do generowania wejściowych scenariuszy opadowych. W dalszej części pracy zatem bardziej szczegółowo omówiony zostanie współczesny warsztat przetwarzania i modelowania danych opadowych pod kątem zasilania modeli hydrodynamicznych systemów odwodnieniowych.

3. WSPÓŁCZESNE METODY MONITORINGU OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH

3.1. Informacje wstępne

Od początku kształtowania się współczesnego warsztatu projektowania systemów odwodnienia doskonalenie metod obliczeniowych wymagało równoległego postępu w zakresie rozwoju technik pomiarów opadów atmosferycznych. Dobrą ilustracją tego są przytoczone już w rozdz. 2 przykłady Thomasa Mulvaneya i Baldwina Lathama łączących działalność inżynierską związaną z obliczaniem spływów powierzchniowych i projektowaniem miejskich systemów z konstruowaniem deszczomierzy samopiszących i ich wdrażaniem do praktyki obserwacyjnej.

Przed podjęciem zasadniczego tematu monografii dotyczącego nowych metod przetwarzania i modelowania danych opadowych zaprezentowano dostępny współcześnie warsztat monitoringu opadów atmosferycznych. Szczególną uwagę skupiono przy tym na nowej generacji przyrządów naziemnych, takich jak elektroniczne deszczomierze wagowe i disdrometry laserowe, które mogą być wykorzystywane całorocznie do pomiarów wszelkich form opadów. Przyrządy te wypierają dzisiaj już nie tylko klasyczne pluwiografy, lecz także pierwszą generację elektronicznych deszczomierzy korytkowych i oferują nie spotykaną dotąd łatwość rejestracji opadów w wysokiej rozdzielczości czasowej. W przypadku elektronicznych deszczomierzy wagowych, stających się powoli standardem wyposażenia miejskich sieci monitoringu w Polsce, omawiane są także bardzo istotne zagadnienia ich prawidłowej instalacji oraz okresowej weryfikacji poprawności i działania.

Prezentacja funkcjonalności disdrometrów laserowych została połączona z dyskusją wyników pierwszych wdrożeń disdrometrów do praktyki hydrologii miejskiej w Polsce. Szczególną uwagę poświęcono potencjałowi wykorzystania disdrometrów do kalibracji sygnałów radarowych. To zarazem wstęp do omówie-

nia podstaw funkcjonowania radarów pogodowych i ich potencjału rejestracji przestrzenno-czasowej zmienności miejskich pól opadowych. Na końcu przedstawiano wyniki analiz możliwości wykorzystania danych z ogólnopolskiego systemu radarowego POLRAD w eksploatacji miejskich systemów odwodnieniowych.

Opady atmosferyczne składają się z hydrometeorów zbudowanych z wody w stanie ciekłym lub stałym. Formowanie się opadów to wynik złożonych zjawisk zachodzących w atmosferze, pośród których jednym z bardziej istotnych jest turbulencja. W fizyce atmosfery opady są często traktowane jako znacznik turbulencji w atmosferze ziemskiej (Gao i in. 2007). Powiązanie opadów z turbulencją w atmosferze ziemskiej i jej skomplikowaną, wielkoskalową dynamiką przynosi w konsekwencji silne zróżnicowanie i niejednorodność strumienia hydrometeorów opadających na powierzchnię terenu. Niejednorodność i zmienność w czasie strumienia hydrometeorów dotyczy zarówno ich wielkości, jak i prędkości opadania na powierzchnię ziemi. Sam proces opadania hydrometeorów ma także skomplikowany przebieg. Nawet jeśli weźmie się pod uwagę tylko deszcze, to trzeba pamiętać, że opadające duże krople deszczu mogą ulegać podziałowi na mniejsze krople lub częściowo odparowywać, podczas gdy mniejsze krople wody mogą łączyć się z innymi i zwiększać swoje wymiary. Przy tym chociaż prędkość końcowa opadania pojedynczej kropli deszczu jest funkcją jej średnicy, prędkość tę trudno obliczyć. Występujące w naturze krople deszczu, mające najczęściej ekwiwalentne średnice w zakresie od 535 μm do 3,5 mm, nie mogą być uznawane za sferyczne. Deformacja, spłaszczenie kształtu wpływa istotnie na opory ich opadania. Komplikuje to znacząco rozwiązanie równania Naviera–Stockesa opisującego opadanie pojedynczej kropli w powietrzu w wyniku oddziaływania siły grawitacji (Licznar i Łomotowski 2007).

Pochodną złożonych procesów formowania opadów i opadania hydrometeorów pod wpływem siły grawitacji jest nieciągłość i zmienność opadów i w czasie, i w przestrzeni. Współcześnie dzięki dostępności nowoczesnych technik pomiarowych, w tym przede wszystkim radarów meteorologicznych, oraz dzięki nowoczesnemu warsztatowi analizy obrazowań pól opadowych można udowodnić, że z pozoru chaotyczna struktura przestrzenno-czasowa całych pól opadowych wykazuje cechy multifraktalne, które da się już opisać i zamodelować w sposób ilościowy. Wcześniej jednak opis ten mógł mieć charakter tylko przybliżony i jakościowy.

W pierwszym polskim podręczniku z zakresu hydrologii stwierdzono, że na obszarach pól opadowych pojawiają się i szybko przemieszczają skupiska opadów o zarysie w układzie powierzchniowym tworzącym nieregularne, postrzępione figury geometryczne. W przypadku burz prędkość przemiesz-

czania się centrów opadowych może dochodzić do $100 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. Szerokość terenu objętego intensywnymi opadami burzowymi może osiągać nawet kilkaset kilometrów. Intensywnymi opadami może być objęty obszar przekraczający $10\,000 \text{ km}^2$. Przeciętny rejestrowany deszczomierzami czas trwania burzy wynosi ok. 30 min. Fale opadów burzowych często powtarzają się w przybliżeniu w regularnych interwałach czasowych, przez co ich układ przypomina sfałowane morze (Rybczyński i in. 1933).

W przedstawionym opisie zwracają uwagę dwa elementy. Po pierwsze Rybczyński i in. (1933), przyrównując skupiska opadów do postrzępionych figur geometrycznych, intuicyjnie odnieśli się do fraktali, chociaż fundamentalne prace Mandelbrota dotyczące geometrii fraktalnej powstały dopiero na przełomie lat 70. i 80. XX w. (Licznar 2009a). W połowie lat 80. natomiast ich pierwszą aplikacją było oszacowanie wymiarów multifraktalnych dla pola odbiciowości radarowej deszczu przez Lovejoya i Schertzera (1985). Drugim elementem, który zwraca uwagę, jest precyzyjna wiedza o czasie trwania opadów burzowych, ich prędkości przemieszczania i zasięgu. Pozyskano ją przede wszystkim dzięki analizie rejestracji opadów prowadzonych z wykorzystaniem pluwiografów.

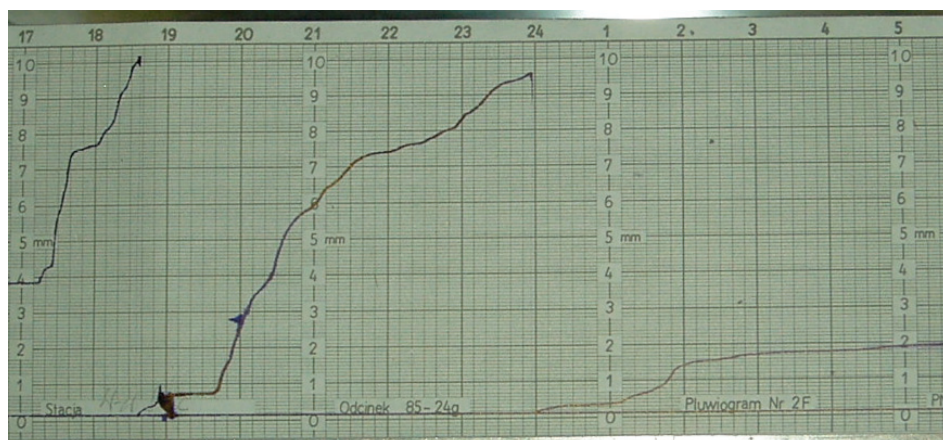
3.2. Pluwiografy pływakowe

Pluwiografy, zwane też ombrografami, były powszechnie stosowane na stacjach meteorologicznych w Polsce jeszcze na przełomie XX i XXI w. Dzięki nim prowadzono ciągłą rejestrację przyrostu wysokości opadów ciekłych w funkcji czasu. Najczęściej używano pluwiografów dobowych. Deszczomierze te w górnej części miały otwór wlotowy o powierzchni 200 cm^2 , umieszczany poziomo na wysokości 1 m nad powierzchnią terenu. Woda pochodząca z opadów atmosferycznych, wpadająca do otworu wlotowego była zbierana przez lejkowaty wlot i spływała rurką do cylindrycznego zbiornika wewnętrznego, w którym unosił się pływak. Do pływaka przymocowane było ramię piszące zakończone piórkami lub pisakiem. Wznoszący się ruch pływaka w wyniku dopływu wody opadowej był w sposób ciągły rejestrowany na pasku papieru (pluwiogramie) owiniętym dookoła bębna obracającego się wokół swojej osi i napędzanego mechanizmem zegarowym (rys. 3.1). Powierzchnia wewnętrzna cylindrycznego zbiornika z unoszącym się pływakiem była dziesięciokrotnie mniejsza od powierzchni otworu wlotowego. W efekcie depozycji deszczu o wysokości 1 mm odpowiadało podniesienie pływaka o 1 cm (Licznar i in. 2005). Po przekrocze-

niu sumarycznej wysokości opadu równej ok. 10 mm poziom wody w cylindrze osiągał wysokość kolanka lewarowego i następował samoczynny, gwałtowny jej odpływ do naczynia podstawionego w dolnej części pluwiografu. W takim przypadku piórko kreśliło linię opadającą pionowo (rys. 3.2). Gdy następował

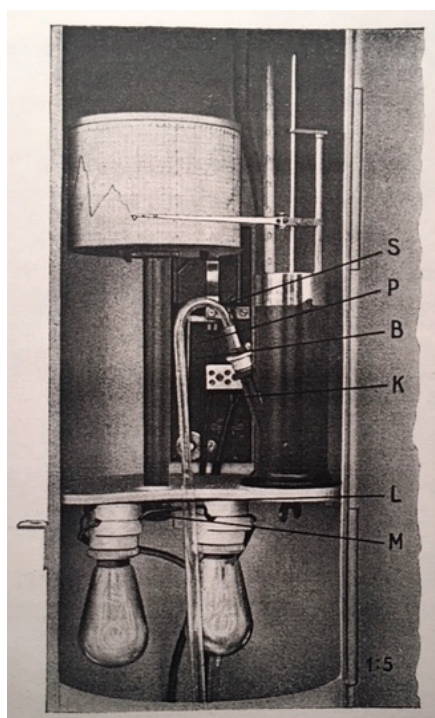


Rys. 3.1. Otwarta obudowa pluwiografu pływakowego z widocznym paskiem rejestracyjnym założonym na obracającym się bębnie poruszającym za pomocą mechanizmu zegarowego; po prawej stronie w powiększeniu zbiornik wewnętrzny na wodę z pływakiem i zamocowanym do niego ramieniem piórka, widoczna wygięta szklana rurka pełni rolę lewara opróżniającego zbiornik wewnętrzny (Licznar i in. 2005a)



Rys. 3.2. Przykładowa rejestracja deszczu z pluwiografu dobowego, z widocznym dwukrotnym opróżnieniem wewnętrznego zbiornika

po tym dalszy opad, pływak znów się podnosi, a element piszący kreślił krzywą wznoszącą. Po ustaniu opadów bęben z paskiem pluwiogramu nadal obracał się, a element piszący kreślił już linię poziomą. Uzyskany w wyniku tego pluwiogram pozwalał na odczyt zarówno wysokości opadu, jak i czasu jego rozpoczęcia i zakończenia. Dodatkową, bardzo istotną z punktu opracowywania krzywych IDF i DDF, informacją możliwą do odczytu z pasków pluwiograficznych były fazowe (chwilowe) wysokości i natężenia deszczu. Te ostatnie odpowiadały lokalnym nachyleniom krzywej rejestracyjnej opadu. Przy tym standardowy dobowy pasek pluwiograficzny charakteryzował się rozdzielczością swojej kratki równą 0,1 mm dla wysokości opadu i 10 min dla skali czasu.



Rys. 3.3. Wnętrze pluwiografu z zamontowanym systemem ogrzewania w postaci dwóch żarówek (Prospekt 1934)

Obecnie pluwiografy pływakowe nie są już praktycznie stosowane. Ich eksploatacja wymagała stałego i systematycznego nadzoru przez odpowiednio przeszkolonych obserwatorów, którzy musieli nakręcać mechanizmy zegarowe, zmieniać paski pluwiograficzne, uzupełniać atrament w piórku piszącym oraz dokonywać korekt ustawień lewara opróżniającego zbiornik wewnętrzny. Kłopotliwe

i pracochłonne było także przetwarzanie samych zapisów na paskach pluwiograficznych. A to, co zapewne najbardziej zniechęcało do korzystania z tych deszczomierzy, to ich ograniczenie wyłącznie do rejestracji opadów ciekłych. Dlatego były one eksponowane na stacjach zasadniczo tylko w półroczu letnim i przy dodatnich temperaturach. Sam mechanizm wewnętrzny był bardzo wrażliwy na uszkodzenia w związku z zamarzaniem zgromadzonej wody, co prowadziło na przykład do rozszczelnienia zbiornika wewnętrznego. Problemowi temu próbowano zaradzić dzięki instalacji we wnętrzu prostych elementów grzewczych, np. żarówek (rys. 3.3), niemniej rozwiązanie to nie znalazło szerszego zastosowania.

3.3. Deszczomierze korytkowe

Opisywane w podrozdz. 3.2 pluwiografy zostały zastąpione na początku XXI w. na większości stacji meteorologicznych w Polsce przez elektroniczne deszczomierze korytkowe. W literaturze anglojęzycznej urządzenia te są ogólnie określane jako *tipping bucket hyetographs* lub też *tipping bucket raingauges*. Zasadniczo konstrukcja mechanizmu tych najprostszych deszczomierzy elektronicznych jest kopią poprzednich, którymi były tzw. telepluwiografy.

Górna część telepluwiografu, tak samo jak pluwiografu, składa się z otworu o ostrych krawędziach, najczęściej o standardowej powierzchni 200 cm^2 . Dno wlotu stanowi lejek doprowadzający wodę do wnętrza deszczomierza – tam jednak w miejscu zbiornika z pływakiem zainstalowane są wywrotne korytka, do których naprzemiennie cienką rurką spływa woda opadowa. Po napełnieniu jednego z korytek wodą o ściśle określonej objętości (zwykle odpowiadającej wysokości opadu $0,2\text{ mm}$ lub $0,1\text{ mm}$, zdeponowanej we wlocie przyrządu) korytko przechyla się i ustawia drugie z korytek w położeniu umożliwiającym odbiór wody z rurki. Woda wypływająca przy tym z przechylnego korytka systemem rurek ścieka do naczynia zbiorczego ustawionego na dnie obudowy deszczomierza. Ruch korytek jest rejestrowany przez przełącznik (zwykle rtęciowy), który w momencie przechylania się korytek zamyka obwód elektryczny. Część pomiarowo-nadawcza łączy się z częścią rejestrująco-sygnalizacyjną za pomocą przewodu elektrycznego. W układzie rejestrującym ruchem ramienia piszącego steruje krzywka powodująca skokowy ruch wskaźniczki ku górze o jednostkę odpowiadającą rozdzielczości deszczomierza. Piórko zamocowane na ramieniu piszącym kreśli linię na pasku rejestrującym nawiniętym (podobnie jak w przypadku pluwiografu) na bęben napędzany mechani-

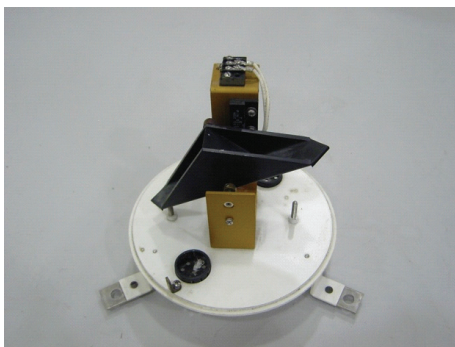
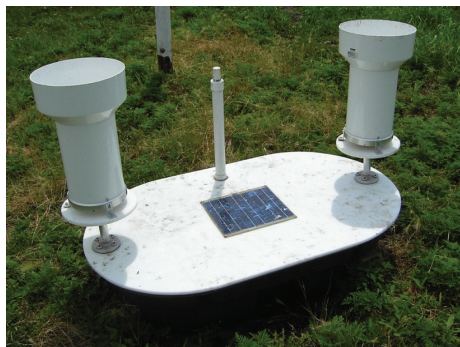
zmem zegarowym. W części rejestrującej telepluviografu znajduje się też prosty licznik impulsów wskazujący całkowitą wysokość opadu.

Analogowy mechanizm rejestrująco-sygnalizacyjny telepluviografów został zastąpiony w elektronicznych deszczomierzach korytkowych przez cyfrowe rejestratory. Zmiana ta pociąga za sobą konieczność zasilania elektronicznych deszczomierzy w prąd, co nie jest powszechnie możliwe w warunkach terenowych. Często spotykanym wówczas rozwiązaniem jest stosowanie paneli słonecznych w ciągu dnia i akumulatorów w nocy (rys. 3.4), względnie samych okresowo doładowywanych akumulatorów.

Konieczność zasilania elektronicznych deszczomierzy korytkowych nie jest ich najpoważniejszą wadą. Główna wada wynika z konstrukcji opartej o uchylne korytka. W celu zapewnienia wysokiej rozdzielczości korytka te muszą mieć bardzo małą objętość, a więc przewód doprowadzający wodę skoncentrowaną w lejku wlotowym musi mieć bardzo małą średnicę. Przewód ten w wielu deszczomierzach ma średnicę porównywalną z igłą lekarską, dlatego jest podatny na zatykanie przez różnego typu zanieczyszczenia, np. małe owady. Nawet jeśli nie dochodzi do całkowitego zatkania deszczomierza, to obecność ciał obcych, takich jak pyły i drobiny gleby, w przewodzie doprowadzającym wodę skutkuje inercją instrumentów w przypadku rejestracji deszczy o małych natężeniach. Oznacza to, że po długim okresie suszy start, czyli pierwsze przechylenie korytka następuje stosunkowo późno, po akumulacji znacznej porcji deszczu. Dawka wstępnie zakumulowanej wody jest niezbędna do przemycia i udrożnienia przewodu. Dopiero po jej spływie przewód jest odblokowywany i oczyszczany, jego szorstkość maleje, a działanie hydrauliczne zaczyna być prawidłowe. Deszczomierze korytkowe zatem, choć klasyfikowane jako automatyczne, muszą być często poddawane kontrolnym przeglądom połączonym z ich przepłukiwaniem (Licznar i in. 2005a). Częściowym rozwiązaniem poprawiającym niezawodność deszczomierzy korytkowych jest ich zdublowanie na wspólnej platformie pomiarowej. Rozwiązanie takie jest stosowane standardowo na sieci pomiarowej należącej do Iowa State University w USA (rys. 3.4).

Lejkowaty wlot deszczomierzy korytkowych przechodzący w cienki przewód doprowadzający wodę do korytek i ruchomy mechanizm samych korytek wyklucza w oczywisty sposób stosowanie tych przyrządów w okresie zimowym przy ujemnych temperaturach i w przypadku rejestracji opadów śniegu. Ograniczenie to eliminuje się w niektórych deszczomierzach dzięki zainstalowaniu systemu podgrzewania wlotu topiącego deponowany śnieg. Działanie systemu wiąże się ze stratą opadu z powodu parowania, ponadto sam proces

topnienia śniegu opóźnia rejestrację i deformuje rzeczywiste chwilowe natężenia opadu.



Rys. 3.4. Zdublowane elektroniczne deszczomierze korytkowe zamontowane na wspólnej podstawie zaopatrzonej w ogniwo fotowoltaiczne, akumulator i antenę modemu GSM; po prawej mechanizm wewnętrzny deszczomierzy z układem dwóch uchylnych korytek oraz widoczną libellą do precyzyjnego wypoziomowania instrumentu

Doświadczenia ze stosowaniem elektronicznych deszczomierzy w Polsce wskazują także na inny problem wynikający z braku wypracowanego standardu pomiarowego. Otóż deszczomierze korytkowe mogą rejestrować opady na dwa sposoby: albo zliczać impulsy odpowiadające wychyleniom korytek w zadanym przedziale czasu (np. 2 min czy 5 min), albo rejestrować czasy konkretnych wychyleń korytek. W obu przypadkach trudno mówić o ciągłości pomiaru, gdyż jego rzeczywista rozdzielczość czasowa zależy od objętości korytka i natężenia deszczu. Przy zastosowaniu nawet drugiego bardziej zaawansowanego sposobu pomiaru nie jest możliwe precyzyjne określenie początku i końca pojedynczego opadu. Dzieje się tak, ponieważ rzeczywisty początek i koniec opadu nie korespondują idealnie z pierwszym i ostatnim wychyleniem korytek. Może zdarzyć się, że korytko jest już wypełnione częściowo po uprzednim opadzie. Może ono także zatrzymać, bez wychylenia, pewną końcową objętość wody po zakończeniu opadu. Wszystko to utrudnia późniejsze przetwarzanie danych opadowych z elektronicznych deszczomierzy korytkowych, zwłaszcza ukierunkowane na wyznaczenie chwilowych natężeń deszczy, względnie hietogramów opadów (funkcji, najczęściej w postaci graficznej, opisującej czasowy przebieg opadów).

Problem z przetwarzaniem danych z deszczomierzy korytkowych wynika także z tego, że nie tylko czasowa rozdzielczość pomiaru jest uzależniona od

natężenia deszczu. Objętość wody akumulowanej między dwoma następującymi po sobie wychyleniami korytek jest również funkcją natężenia opadu. Efektywną wysokość opadu (h) zakumulowaną podczas kroku czasowego (Δt) można opisać wzorem (Frankhauser 1997)

$$h = i \cdot \Delta t = \frac{h_o \cdot \Delta t}{\Delta t - t_e} = h_o + t_e(i) \cdot i, \quad (3.1)$$

w którym:

- i – średnie natężenie deszczu między wychyleniami korytek,
- Δt – analizowany przedział czasu,
- h_o – nominalna wysokość opadu wypełniająca całe korytko,
- t_e – czas wychylenia wypełnionego korytka od początku jego ruchu do położenia środkowego, kiedy stykznik (kontaktron) rejestruje impuls elektryczny (czas ten jest zależny od wielkości korytka i skraca się wraz ze wzrostem natężenia opadu).



Rys. 3.5. Zestaw pomiarowy używany do testowania deszczomierzy korytkowych w laboratorium IIHR – Hydroscience & Engineering, Iowa State University

Ze względu na opisywane zjawisko oraz obserwowany z czasem proces pogarszania się dokładności rejestracji natężeń opadów deszczomierze korytkowe wymagają okresowych kalibracji. Przeprowadza się je w warunkach labo-

ratoryjnych, a ich wynikiem są specjalne krzywe kalibracyjne używane do korekty wyników pomiarowych (Bergmann i in. 2001). Przykład stanowiska laboratoryjnego wykorzystywanego do kalibracji elektronicznych deszczomierzy korytkowych w laboratorium IIHR – Hydroscience & Engineering, Iowa State University przedstawiono na rys. 3.5.

3.4. Elektroniczne deszczomierze wagowe

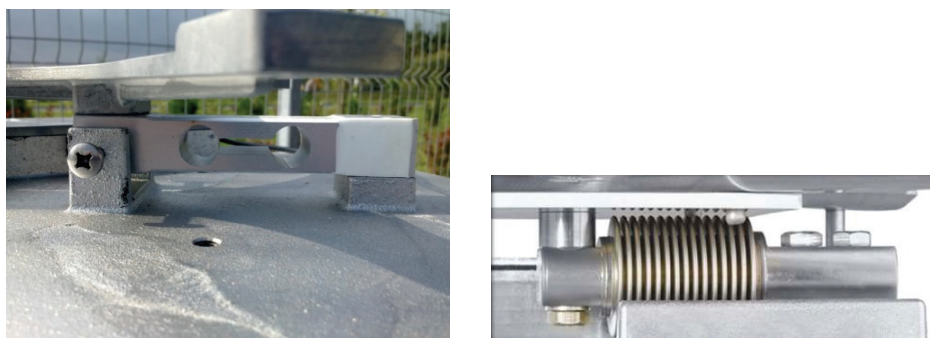
Niedoskonałości elektronicznych deszczomierzy korytkowych i trudności z ich eksploatacją dały asumpt do konstruowania innego typu deszczomierzy elektronicznych, które mogłyby umożliwić całoroczny monitoring opadów, zarówno ciekłych, jak i stałych, przy znacznie niższych wymogach co do ich okresowych przeglądów. Odpowiedzią na to zapotrzebowanie stały się elektroniczne deszczomierze wagowe, które mimo wyższej ceny zakupu systematycznie wypierają deszczomierze korytkowe z sieci stacji meteorologicznych i stają się standardem monitoringu miejskich pól opadowych w Polsce.

3.4.1. Zasada działania

Zasada działania elektronicznych deszczomierzy wagowych oparta jest na wżeniu deponowanego opadu w zaołożonym interwale czasu. Waga zbiornika na opady wraz z zakumulowanymi opadami ciekłymi lub stałymi (rys. 3.6) jest w sposób ciągły monitorowana przez elektroniczny system pomiarowy najczęściej w postaci beleczki tensometrycznej (rys. 3.7) analogicznej do beleczek wykorzystywanych powszechnie w wagach elektronicznych. Przyrost masy wody trafiającej do zbiornika przez otwór wlotowy o znanej powierzchni jest konwertowany za pomocą systemu elektronicznego na przyrost wysokości opadu i przeliczany na chwilowe wartości natężeń opadów. Szczegółowy opis konstrukcji elektronicznych deszczomierzy wagowych można odnaleźć w pracach Licznara i in. (2005a, 2005b). Minimalna powierzchnia otworu wlotowego deszczomierzy wagowych, z uwagi na pomiary zarówno opadów ciekłych, jak i stałych powinna wynosić co najmniej 200 cm². W praktyce w produkowanych seryjnie deszczomierzach powierzchnia wlotowa waha się od 200 do 500 cm², a na wlocie nie instaluje się dodatkowego lejka jak w pluwiografach lub deszczomierzach korytkowych. Nie ma zatem problemu z zatykaniem lejka, a do wnętrza deszczomierza, do jego zbiornika bezpośrednio mogą trafiać nie tylko krople deszczu, lecz także płatki śniegu lub krupy gradu.



Rys. 3.6. Elektroniczny deszczomierz wagowy i jego mechanizm wagowy (przykład deszczomierza Pluvio² firmy OTT)



Rys. 3.7. Elementy tensometryczne elektronicznych deszczomierzy wagowych; deszczomierz TRwS204 firmy MPS (po lewej), deszczomierz Pluvio² firmy OTT (po prawej)

3.4.2. Eksploatacja

Elektroniczne deszczomierze wagowe produkowane w sposób seryjny cechują się wysoką niezawodnością, co zwalnia ich użytkownika z obowiązku stałego dozoru deszczomierzy. Co istotne, w dostępnych na rynku deszczomierzach maksymalna wewnętrzna pojemność zbiornika zwykle mieści się w przedziale odpowiadającym wysokości 150–750 mm opadu. W przypadku strefy klimatu umiarkowanego zapewnia to magazynowanie sumy opadu wielomiesięcznego lub nawet rocznego. Nie ma zatem potrzeby częstego ręcznego opróżniania zbiornika lub też instalacji specjalnych systemów temu służących w postaci na przykład elektrozaworów, co było stosowane we wczesnych prototypowych rozwiązaniach konstrukcyjnych elektronicznych deszczomierzy wagowych (Licznar i in. 2005a; 2005b).

Standardowe przeglądy deszczomierzy wagowych powinny być przeprowadzane co 3–4 miesiące (WMO – No. 8 2012). W ich ramach powinno się

dokonywać zewnętrznej i wewnętrznej wizualnej oceny stanu technicznego deszczomierza oraz sprawdzać wy poziomowanie deszczomierza. W razie konieczności zbiornik wewnętrzny musi być opróżniony i umyty. Dodatkowym elementem przeglądu może być dodanie do zbiornika małej ilości oleju pokrywającego powierzchnię gromadzonej wody opadowej, stanowiącego tym samym rodzaj filtra redukującego parowanie wody. Nie dotyczy to deszczomierzy wagowych wyposażonych w dodatkową funkcjonalność, tj. automatyczny system rejestracji objętości odparowującej wody. W czasie zimowej eksploatacji deszczomierzy zainstalowanych w miejscach o wysokich opadach śniegu wewnątrz deszczomierza zaleca się wypełniać niezamarzającą cieczą powodującą topnienie śniegu. W tym okresie potencjalnym źródłem problemów może być przyleganie i przymarzanie opadów do wlotu deszczomierza przed ich dotarciem do zbiornika wewnętrznego. W wielu deszczomierzach zapobiega się temu dzięki instalacji elementów grzewczych w koronie wlotu.

Deszczomierze wagowe mają mało części ruchomych, przez co w przeciwieństwie do deszczomierzy korytkowych rzadko wymagają kalibracji. Niektórzy ich producenci podają nawet, że fabryczna kalibracja wystarcza na cały czas eksploatacji deszczomierza. W tych przypadkach rozwiązania konstrukcyjne elementu wagowego uwzględniają kompensację pomiarów o wpływ czynników zewnętrznych oraz starzenia się przyrządu.

Elektroniczne deszczomierze wagowe należą do wąskiej grupy przyrządów pomiarowych spełniających współczesne wymogi w zakresie niepewności pomiarowej i funkcjonowania przyrządów stawiane aparaturze rejestrującej chwilowe natężenia deszczy zgodnie z wytyczną WMO-No. 8 (2012), są to:

- 1) zakres pomiarowy – $0,02 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1} \div 2000 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (zależny od lokalnych warunków klimatycznych),
- 2) rozdzielczość zapisu – $0,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,
- 3) tryb pomiaru/obserwacji – natychmiastowy, w celu usunięcia małoskalowej zmienności i szumów średnią wartość dla 1 min uznaje się za minimalną i najbardziej właściwą (średnie dla czasów do 10 min są też akceptowane),
- 4) wymagana niepewność pomiaru – nie dotyczy (śladowa) zakresu $0,02 \div 0,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, $0,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ w zakresie $0,2 \div 2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 5% w przypadku zakresu $> 2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (jest to niepewność typu A – wyznaczana z zastosowaniem normalnego rozkładu wyników metodą analizy statystycznej serii pojedynczych obserwacji, przy rekomendowanym poziomie praw-

- dopodobieństwa 95%, co odpowiada zakresowi 2σ dla rozkładu normalnego (Gausa) zmiennej losowej),
- 5) stała czasowa przyrządu – <30 s,
 - 6) czas uśredniania wyjścia pomiaru – 1 min,
 - 7) osiągalna niepewność pomiaru w warunkach laboratoryjnych i przy stałym przepływie wody – 5% powyżej $2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 2% powyżej $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, a w warunkach polowych $5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ i 5% powyżej $100 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

3.4.3. Błędy pomiarowe

Elektroniczne deszczomierze wagowe są także uznawane za odporne na zakłócenia pomiarów. Do potencjalnych błędów pomiarowych tych deszczomierzy zalicza się (WMO-No. 8 2012):

- a) błąd wynikający z systematycznej deformacji pola wiatru nad wlotem deszczomierza – wynoszący typowo 2–5% dla deszczu i 10–50% dla śniegu,
- b) błąd wynikający ze zwilżenia wewnętrznych ścian wlotu,
- c) błąd wynikający z odparowywania wody ze zbiornika (najistotniejszy w ciepłym klimacie) – 0–4%;
- d) błąd wywołany nawiewaniem i wywiewaniem śniegu,
- e) błąd wywołany przez rozbryzg (do deszczomierza i z deszczomierza na zewnątrz) – 1–2%;
- f) losowe błędy obserwacyjne i instrumentalne.

Spośród wymienionych potencjalnych błędów pomiarowych najbardziej istotnym ich źródłem jest zwykle deformacja pola wiatru nad wlotem deszczomierza. Turbulentne podmuchy wiatru powodują nie tylko wywiewanie płatów śniegu lub innych lżejszych hydrometeorów, lecz także powstawanie podciśnień i oscylacje zbiornika z wodą wraz z mechanizmem wagowym – tzw. wietrzne pompowanie (ang. *wind pumping*). To niekorzystne zjawisko jest minimalizowane przez uśrednianie odczytów wagi przez mikroprocesorowe systemy rejestrujące (zwykle w okresach 1-minutowych).

3.4.4. Przykład szacowania błędów pomiarowych w warunkach terenowych

Uśrednianie odczytów wagi (dokonywanych z częstotliwością rzędu kiloherców) w układzie mikroprocesorowym elektronicznego deszczomierza wagowe-

go, minimalizujące wpływ wietrzonego pompowania, ma także na celu minimalizację błędów związanych z dostawaniem się ciał obcych do przyrządu (np. piasku, nasion, kamieni, liści itp.). Wówczas uśrednianie odbywa się zwykle w dłuższych cyklach czasowych, co z jednej strony pozwala na identyfikację i eliminację nagłych, nienaturalnych, skokowych przyrostów masy, a z drugiej strony prowadzi do zniekształcenia (sztucznego wygładzenia) rzeczywistej dynamiki opadu.

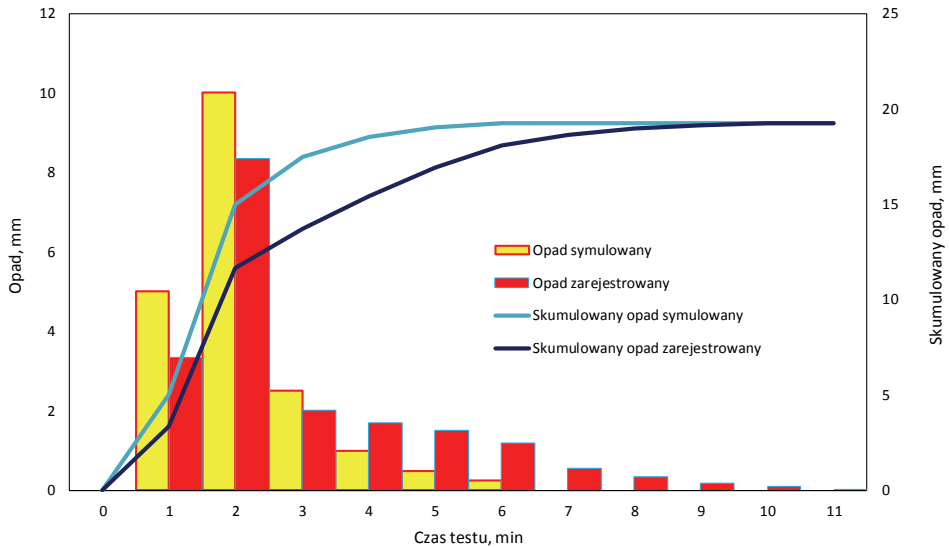
W celu poznania skali tego zjawiska, przed uruchomieniem warszawskiej sieci pomiarowej, jesienią 2008 r. przeprowadzono testy terenowe zainstalowanych na niej elektronicznych deszczomierzy wagowych TRwS 200E produkcji słowackiej firmy MPS Systém, s.r.o. Badania przeprowadzono dzięki symulacji sztucznych opadów przeprowadzonej na dwa sposoby. Pierwszym było wykorzystanie sekwencji odważników deponowanych w zbiorniku deszczomierza – to metoda zalecana przez WMO (WMO-No. 8 2012). Drugim – podawanie wody ze stałym strumieniem z wykorzystaniem precyzyjnej infuzyjnej pompy medycznej AP 12 (rys. 3.8).



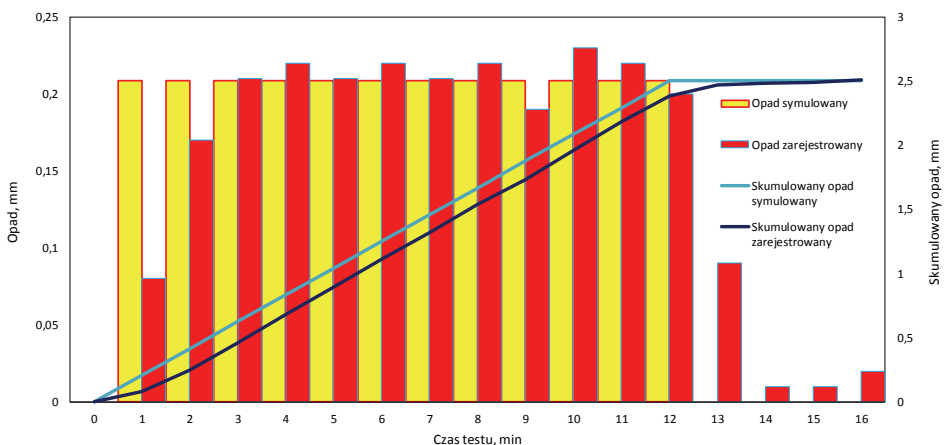
Rys. 3.8. Pompa infuzyjna AP 12 dozująca wodę do elektronicznego deszczomierza wagowego

Wysokości zarejestrowanych opadów na tle wysokości symulowanych sztucznych opadów przedstawiono na wykresach na rys. 3.9 i 3.10. W obydwu przypadkach zarejestrowana dynamika opadu różni się od dynamiki sztucznych opadów symulowanej z użyciem deponowanych odważników lub włączanej wody. We wstępnej fazie rejestrowane natężenia są niższe od symulowanych. Tendencja ta ulega całkowitemu odwróceniu w końcowej fazie opadu,

kiedy rejestrowane natężenia deszczu są wyższe od symulowanych. Sama rejestracja opadów przez deszczomierz trwa także dłużej od czasu trwania symulowanego opadu. Przy tym całkowita wysokość zarejestrowanego opadu odpowiada każdorazowo wysokości opadu generowanego. Opisane zachowanie



Rys. 3.9. Zarejestrowane wysokości opadu przez elektroniczny deszczomierz wagowy TRwS 200E na tle symulowanych opadów (symulacja przeprowadzona z wykorzystaniem sekwencji odważników)



Rys. 3.10. Zarejestrowane wysokości opadu przez elektroniczny deszczomierz wagowy TRwS 200E na tle symulowanych opadów (symulacja przeprowadzona z wykorzystaniem pompy infuzyjnej AP 12)

deformacji hietogramu rejestrowanego opadu w stosunku do jego rzeczywistego przebiegu przy zachowaniu wysokości (objętości) całkowitej opadu jest wywołane błędem nazywanym *step respons* (ang.), co można przetłumaczyć jako błąd stopniowej odpowiedzi.

Wielkość błędu *step respons* można oszacować na podstawie wykresu na rys. 3.10, na którym wygenerowany, wyidealizowany impuls opadowy w kształcie prostokąta jest w zapisie zniekształczony do postaci trapezu. W początkowej fazie opadu przez około 2 min rejestrowane natężenia opadu są niższe od generowanych. W końcowej fazie natomiast po zaprzestaniu generacji sztucznego opadu rejestrowane są jeszcze przez około 4 min malejące, wygasające wysokości opadu. Wynika to z tego, że wysokość opadu rejestrowana przez deszczomierz w określonych odstępach czasu nie wynika z przeliczenia masy opadu znajdującej się w danym momencie w deszczomierzu. W rzeczywistości element wagowy deszczomierza jest „odpytywany” w sposób cykliczny przez układ elektroniczny z kolejnych wartości z ustalonego okna czasowego, po czym oblicza się dzięki temu wartość średnią stanowiącą miarę wysokości opadu. Różnicowane odczyty wysokości opadu z przesuniętych okien czasowych mogą być prezentowane dopiero w postaci zapisów chwilowych natężeń opadów. Przy tym mogą być nałożone dodatkowe warunki, np. pojedynczy odczyt wagi nie może być większy od wartości średniej o określoną wartość graniczną (co służy eliminacji przypadkowych opadów z uwagi na wpadanie ciał obcych do deszczomierza).

Algorytmy przetwarzania odczytów elementów wagowych są zwykle nieujawnianym *know-how* producentów przyrządów. Ich implementacja pozwala na eliminację zarówno przypadkowych, niechcianych opadów, jak i problemów wynikających z fluktuacji odczytów masy/wysokości opadów ze względu na dryft temperaturowy elementów tensometrycznych, eliminację strat parowania czy też redukcję wymienionych wcześniej błędów wynikających z podmuchów wiatru (ang. *wind pumping*).

Widoczny na rys. 3.10 błąd stopniowej odpowiedzi na poziomie 2–4 min jest zgodny z danymi literaturowymi. Lanza i in. (2005) na podstawie przeprowadzonych testów laboratoryjnych deszczomierzy różnych producentów wykazali, że w przypadku większości elektronicznych deszczomierzy błąd stopniowej odpowiedzi jest szacowany na 3–4 min. Dla badanego deszczomierza TRwS firmy MPS autorzy ustalili błąd stopniowej odpowiedzi na poziomie 3 min. Z uwagi na występowanie tego błędu Licznar i in. (2015a) sugerowali, że na potrzeby hydrologii miejskiej bardziej wiarygodne jest nadal operowanie za-

gregowanymi do rozdzielczości 5-minutowej szeregami w stosunku do oryginalnych 1-minutowych szeregów obserwacyjnych.

3.5. Disdrometry

Postęp wynikający z wdrożenia elektronicznych deszczomierzy wagowych nie spełnia wszystkich oczekiwań współczesnej hydrologii miejskiej. Spływ wód opadowych z utwardzonych powierzchni o dużych spadkach, np. połąci dachowych, występuje bardzo szybko. Czas dopływu wód opadowych z dachów do kolektorów deszczowych ocenia się nawet na krótszy rzędu 2–3 min. Nadal jeszcze w tak wysokiej rozdzielczości czasowej rejestracji opadów pozyskiwane z elektronicznych deszczomierzy nie są zadawalające. Brak jest informacji o rodzaju opadów, nie jest wiadome na przykład, czy padał deszcz, czy śnieg, co ma swoje oczywiste następstwa w dynamice spływu powierzchniowego.

Projektowanie i eksploatacja coraz bardziej rozległych systemów odwodnienia w coraz szybciej rozbudowujących się miastach wymaga też coraz częściej pełnej informacji o rozkładzie opadów na dużym obszarze. Rekonstrukcji przestrzennej rozkładu opadów nie da się dokonywać efektywnie tylko na podstawie punktowych rejestracji z sieci deszczomierzy. Dlatego coraz częściej konieczne staje się wykorzystywanie w tym celu obrazowań radarowych, które wymagają jednak wcześniejszej kalibracji i weryfikacji, co nie jest z kolei możliwe z użyciem samych deszczomierzy.

Przedstawione uwarunkowania w połączeniu z szybkim tempem postępu w obszarze elektroniki, a zwłaszcza optoelektroniki dały asumpt do opracowania i wdrożenia w praktyce nowej generacji przyrządów nazywanych disdrometrami.

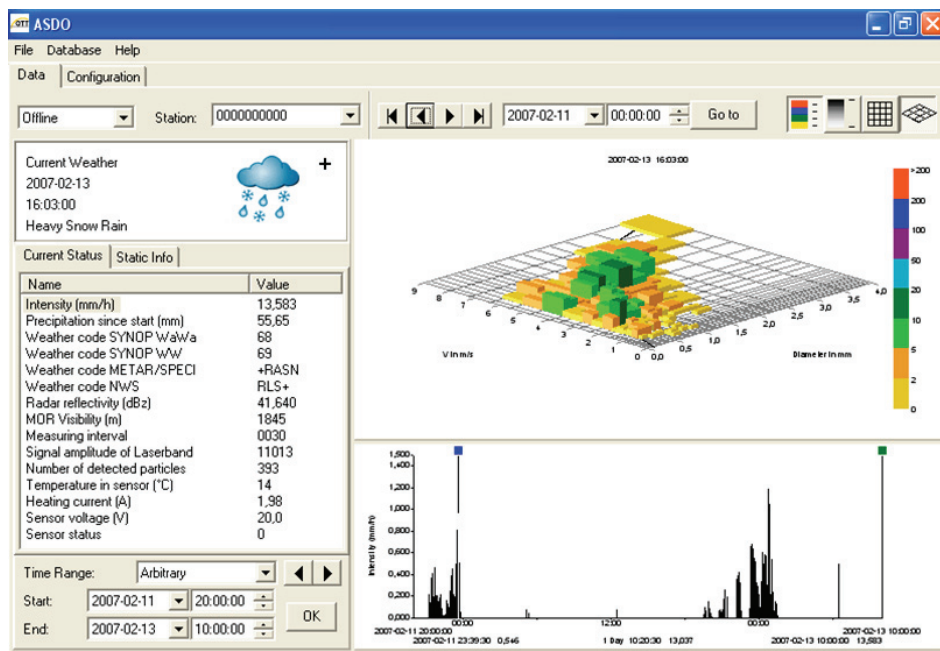
3.5.1. Rozwiązania konstrukcyjne

Celem pierwotnym, z powodu którego skonstruowano disdrometry, było rozpoznanie rozkładów wielkości hydrometeorów i ich prędkości opadania. Pierwsze konstrukcje disdrometrów wykorzystywały czujniki piezoelektryczne służące do rejestracji sygnału napięciowego powstającego w wyniku uderzenia kropli deszczu o powierzchnię badawczą. Sygnał ten był wzmacniany, filtrowany i przetwarzany (całkowany dla różnych okresów czasowych), dzięki czemu szacowano wielkości energii kinematycznej względnie pędu kropli deszczu (Licznar 2007b; Licznar i in. 2005a; 2008; Licznar i Łomotowski 2007). Na tej

podstawie przy założeniu terminalnej prędkości opadania kropeł można było oszacować średnice hydrometeorów i pośrednio wartości natężenia opadu.



Rys. 3.11. Zainstalowany w Warszawie disdrometr laserowy Parsivel² firmy OTT



Rys. 3.12. Przykład rejestracji z disdrometru laserowego Parsivel¹ firmy OTT w aplikacji ASDO; na wykresie w górnym prawym rogu widoczny rozkład wielkości i prędkości opadania hydrometeorów w wybranym 30-sekundowym interwale odpowiadający intensywnemu opadowi śniegu z deszczem

3.5.2. Walory eksploatacyjne disdrometrów laserowych

Potencjał zastosowania disdrometrów laserowych w inżynierii środowiska przedstawił Licznar (2007a) na przykładzie instrumentu Parsivel¹ firmy OTT. Zakres pomiarowy tego disdrometru dla wielkości cząstek opadów ciekłych wynosi 0,2–5 mm, a dla opadów stałych 0,2–25 mm. Mierzalna prędkość opadania cząstek mieści się w zakresie 0,2–20 m·s⁻¹. W końcowym efekcie pomiaru każdy z zarejestrowanych hydrometeorów jest klasyfikowany do jednej z 32 klas pod względem wielkości i prędkości opadania hydrometeorów (rys. 3.12). Daje to łącznie 1024 kombinacje możliwego zaklasyfikowania spadającej cząstki. Tak wytworzone spektrum opadowe DSD w bardzo krótkich interwałach czasowych 10 s (dla nowszej generacji disdrometrów) lub 30 s (dla starszej, pierwszej generacji disdrometrów) jest dalej przetwarzane przez DSP, który wyznacza wielkości pochodne. Stanowią one ze względu na metodykę ich obliczania hierarchię momentów statystycznych DSD dla następujących rzędów (stopni):

- 0. stopnia – liczba kropeł,
- 1. stopnia – ekwiwalentna średnia średnica kropeł deszczu (mm),
- 2. stopnia – widzialność MOR (ang. Meteorological Optical Range; km⁻¹),
- 3. stopnia – zawartość ciekłej wody (mg·m⁻³),
- około 3,7. stopnia – natężenie deszczu (mm·h⁻¹),
- 5. stopnia – strumień energii kinetycznej kropeł (J·m⁻²·h⁻¹),
- 6. stopnia – współczynnik odbiciowości radarowej (dBZ).

Zarejestrowane spektrum opadowe DSD umożliwia identyfikację typu występującego opadu (np. czy jest to mżawka, deszcz, grad, deszcz ze śniegiem, śnieg itp.). Informacja ta jest podawana na wyjściu z instrumentu w postaci standardowo używanych w meteorologii kodów opadowych wg tabel 4680 i 4677 SYNOP, tabeli 4678 METAR/SPECI lub NWS (Operating Instructions Present Weather Sensor OTT Parsivel², 2015). Wszystkie wyniki pomiarowe mogą być zapisywane w pamięci podłączonego do disdrometru rejestratora danych lub komputera oraz wizualizowane i przeglądane w specjalistycznym oprogramowaniu w aplikacji ASDO (rys. 3.12).

Spośród prezentowanych na wyjściu disdrometru laserowego wyników pomiarowych tylko część może być bezpośrednio wykorzystana na potrzeby hydrologii miejskiej. To natężenie opadu i wysokość opadu, czyli ekwiwalenty wyników pomiarów klasycznych deszczomierzy. Dodatkowymi potencjalnie przydatnymi produktami są kody opadowe oraz współczynnik odbiciowości radarowej. Dzięki kodom opadowym mogą być dostarczane eksploatacatorowi

systemu odwadniania bieżące informacje o rodzaju występującego opadu, np. czy jest to deszcz, czy też deszcz ze śniegiem, mżawka, śnieg lub grad.

Łatwość eksploatacji disdrometrów laserowych jest ich istotną zaletą. Po instalacji instrumenty te nie wymagają bieżących przeglądów ani okresowych kalibracji. Disdrometry można instalować nawet w trudno dostępnych lokalizacjach, np. na wysokich masztach, na dachach (rys. 3.11), co chroni je m.in. przed aktami wandalizmu.

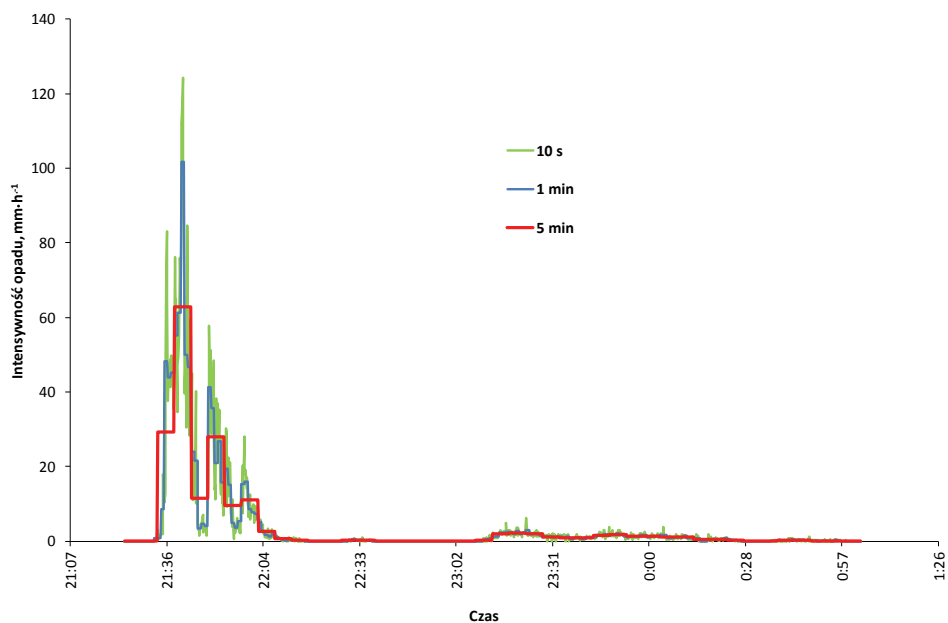
Pierwszy eksploatowany przez autora disdrometr laserowy został zainstalowany na maszcie na dachu budynku Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu jesienią 2006 r. i funkcjonuje do dziś – przez 11 lat bez demontażu, napraw i przeglądów serwisowych. Disdrometry laserowe są przystosowane do pracy w trudnych warunkach, mogą funkcjonować w temperaturze od -40°C do $+70^{\circ}\text{C}$ przy wilgotności względnej 0–100%. Obudowy disdrometrów spełniają wymogi izolacyjności IP67 i są specjalnie uformowane, względnie też perforowane, aby zminimalizować zjawisko rozbryzgu kropel, co mogłoby zakłócać rzeczywiste spektrum opadowe. Disdrometry mają też własny system ogrzewania sterowany przez wewnętrzny układ mikroprocesorowy zapobiegający oblodzeniu przyrządów, np. przy opadzie marznącego deszczu lub śniegu.

W charakterystyce możliwości pomiarowych współczesnych disdrometrów należy podkreślić także to, że umożliwiają one rejestrację chwilowych natężeń opadów z bardzo wysoką rozdzielczością wysokości opadu i czasu w bardzo szerokim zakresie chwilowych zmian natężeń. Przykładowo – disdrometry produkcji firmy OTT, serii Parsivel mają zakres pomiarowy obejmujący natężenia opadu $0,001\text{--}1200\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Chwilowe natężenia opadów mogą być rejestrowane z maksymalną rozdzielczością czasową wynoszącą 10 s i 30 s, odpowiednio dla disdrometrów aktualnej generacji Parsivel² i poprzedniej Parsivel¹. Nawet gorsza rozdzielczość czasowa 30 s jest całkowicie nieosiągalna dla deszczomierzy korytkowych, a nawet elektronicznych deszczomierzy wagowych. Z tego powodu rejestracje natężeń opadów pochodzące z tych przyrządów, przy deklarowanej przez producenta dokładności wynoszącej co najmniej $\pm 5\%$, nie są obciążone błędem kwantyzacji niemożliwym do eliminacji w przypadku deszczomierzy korytkowych.

Błędem, który może występować w przypadku rejestracji prowadzonych przez disdrometry, może być niewielkie zawyżanie objętości wody zawartej w opadach śniegu lub deszczu ze śniegiem. Zjawisko to wykazał Licznar (2009c) w trakcie testów porównawczych disdrometru laserowego OTT Parsivel¹ z elektronicznym deszczomierzem wagowym Pluvio¹. Błąd ten zapewne wynika z tego,

że płatki śniegu są skomplikowanymi fraktalnymi strukturami lodu, dla których trudno jest ustalić proporcję między objętością zamrożonej wody a wolnymi przestrzeniami. Stąd powstaje trudność obliczenia natężenia opadu (wyrażonego w milimetrach słupa wody na jednostkę czasu) na podstawie znajomości jedynie wymiaru płatków śniegu i ich prędkości opadania.

O wysokim potencjale zastępowania deszczomierzy przez disdrometry laserowe można przekonać się w pełni na podstawie analizy wykresu zamieszczonego na rys. 3.13 przedstawiającego przykładowy szereg czasowy natężeń chwilowych deszczu, jaki został zarejestrowany z użyciem disdrometru laserowego OTT Parsivel² zainstalowanego w Warszawie. Rejestrację przeprowadzono z oryginalną rozdzielczością czasową 10 s, niemniej na rysunku przedstawiono także wykresy uśrednionych wartości natężeń deszczu dla gorszych rozdzielczości 1- i 5-minutowych (te wykresy można utożsamiać z rejestracjami pochodzącymi z konwencjonalnych deszczomierzy). W przypadku pluwiografów odczyt chwilowych natężeń opadów przy ręcznej analizie pasków pluwiograficznych był prowadzony ze standardową rozdzielczością 10 min, czasami jedynie starano się odczytywać zapisy z pasków z lepszą rozdzielczością – 5 min.



Rys. 3.13. Szereg czasowy 10-sekundowych intensywności chwilowych deszczu zarejestrowany z użyciem disdrometru laserowego OTT Parsivel² zainstalowanego w Warszawie; ponadto zapisy tego samego opadu zagregowane do niższych rozdzielczości czasowych 1 min i 5 min

Z danych zamieszczonych na rys. 3.13 wynika, że w przebiegu rejestracji w najwyższej rozdzielczości można zaobserwować dwie podstawowe cechy opadu: duże zróżnicowanie intensywności procesu opadowego i jego nieciągłość. Te cechy ulegają coraz silniejszemu zamazaniu wraz z pogarszającą się rozdzielczością czasową rejestracji opadu. W rozdzielczości czasowej 10 s maksymalna chwilowa intensywność opadu przekracza nawet $120 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W rozdzielczości czasowej 1 min maksymalna intensywność deszczu przekracza $100 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, a w rozdzielczości 5 min jest już praktycznie dwa razy niższa i wynosi nieco ponad $60 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Pogorszenie rozdzielczości czasowej rejestracji opadu w wyniku procesu uśredniania intensywności chwilowych prowadzi do zacierania się nieciągłości opadu. Chociaż nie jest to tak łatwe do zauważenia na rys. 3.13, po dokładniejszej analizie można stwierdzić, że w obrębie oryginalnej rejestracji deszczu w rozdzielczości 10 s 40% stanowiły okresy o intensywności opadu równej zeru. W przypadku rejestracji w gorszych rozdzielczościach 1 min i 5 min udział okresów o zerowej intensywności opadu spadał odpowiednio do 30% i 20%. Reasumując, można powiedzieć, że disdrometry laserowe oferują nam współcześnie możliwość rozpoznania rzeczywistej małoskalowej dynamiki opadów w rozdzielczości czasowej pojedynczych minut lub nawet dziesiątek sekund, co po raz pierwszy odpowiada skalom czasowym dynamiki formowania się spływów wód opadowych na obszarach miejskich.

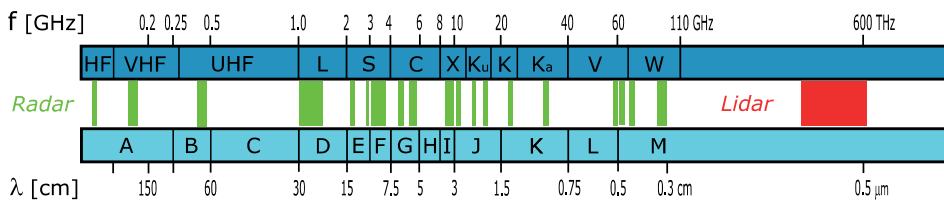
3.6. Radary opadowe

Dokładne, ale tylko punktowe rozpoznanie dynamiki opadów, nawet z wysoką rozdzielczością czasową, uzyskiwane z sieci elektronicznych deszczomierzy jest niewystarczające dla racjonalnej eksploatacji miejskich systemów odwodnienia. Nawet budowa gęstych sieci pomiarowych z zastosowaniem disdrometrów laserowych, przenoszących pomiary opadów atmosferycznych do skal czasowych, odpowiadających dynamice formowania się spływów powierzchniowych na obszarach zabudowanych, nie daje pełnego wglądu w wielkoskalowe, turbulentne struktury intensywnych opadów. Wiedzę taką można dzisiaj mimo wszystko zdobywać dzięki umiejętnemu łączeniu technik teledetekcji (ang. *remote sensing*) z rejestracjami z sieci czujników naziemnych. Spośród technik teledetekcji największy potencjał w zakresie monitoringu opadów na potrzeby hydrologii miejskiej znajdują współcześnie niewątpliwie radary opadowe.

3.6.1. Cel stosowania i podstawy teoretyczne

Rozwój i pierwsze aplikacje radarów opadowych należy datować na lata 50. XX w. Jednak to w czasie II wojny światowej, kiedy zaczęto powszechnie stosować radary pracujące w paśmie X (rys. 3.14) do śledzenia latających celów, ich operatorzy zauważyli, że opady mogą prowadzić do powstawania ech maskujących śledzone cele. To właśnie stało się motywacją do podjęcia badań służących eliminacji tych zakłóceń, a zarazem wypracowania efektywnych metod „oślepienia” radarów wroga przez sztuczne hydrometeory (w postaci np. wyrzucanych na wysokim pułapie pakietów odpowiednio pociętej folii aluminiowej).

Dyskretne wartości natężeń opadów z sieci liczącej nawet kilkanaście lub kilkadziesiąt deszczomierzy nie dają możliwości rekonstrukcji rzeczywistego obrazu zmiennego w czasie i przestrzeni pola opadowego. Możliwości takie oferują natomiast w sposób pośredni radary opadowe i to z rozdzielczością coraz bardziej odpowiadającą hydrologii miejskiej, zwłaszcza w przypadku lokalnych radarów pracujących w paśmie X.



Rys. 3.14. Różne zakresy spectrum mikrofal wraz z referencyjnym zakresem dla światła widzialnego; w centralnej części wykresu znajdują się pasma S, C i X wykorzystywane w radarach pogodowych

Pomiary opadów wykonywane przez radary opadowe opierają się na emisji ukierunkowanej wiązki elektromagnetycznej i rejestracji sygnału odbitego. Siła odbitego sygnału powrotnego pozwala na oszacowanie gęstości hydrometeorów w atmosferze. W tym celu wykorzystywane jest podstawowe równanie radu (Brock i Richardson 2001)

$$P_r = \frac{\pi^2 P_t g^2 L^2 c \tau \theta_1^2 |K_w|^2 Z}{2^{10} (\ln 2) r^2 \lambda^2}, \quad (3.2)$$

w którym:

P_r – odebrana moc sygnału powrotnego, W ,

- P_t – moc sygnału wyemitowanego, W,
- g – wzmocnienie anteny,
- L – utrata sygnału ze względu na adsorpcję wzdłuż drogi,
- c – prędkość światła $3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,
- τ – szerokość impulsu, μs ,
- ϑ – szerokość wiązki anteny, rad,
- r – odległość do celu (do 450 km),
- λ – długość fali, m,
- Z – efektywna odbiciowość radarowa,
- $|K_w|^2$ – parametr związany z zespolonym indeksem kąta załamania odbicia (równy 0,93 dla kropeł deszczu i 0,19 dla cząstek lodu).

Długości fal λ wykorzystywane w radarach pogodowych mieszczą się w zakresie od 3 do 10 cm i odpowiadają pasmom S, C i X (rys. 3.14). Dla takich długości dochodzi do rozpraszania fal elektromagnetycznych o hydrometeory znajdujące się w powietrzu, a zjawisko to może być opisywane za pomocą uproszczonej teorii Rayleigha. Teoria ta jest akceptowalna, gdy do odbicia dochodzi od cząstek o średnicach mniejszych od około 1/5 długości fali. Określa to odcięcie na poziomie średnic ok. 1 cm i 2 cm, odpowiednio dla radarów w paśmie C i S. Rozpraszanie cząstek o większych średnicach nie może już być opisywane w ten uproszczony sposób i wymaga stosowania teorii Mie.



Rys. 3.15. Przykłady radarów pogodowych pracujących w paśmie C (z lewej) oraz w paśmie X (z prawej)

Generalną zasadą jest, że krótsze długości fal zapewniają wyższą rozdzielczość pomiarów, ale wiązka jest łatwiej zanikająca, przez co ma krótszy zasięg. Stąd też radary wielkoskalowe pracują zazwyczaj w paśmie C, podczas gdy na potrzeby hydrologii miejskiej preferuje się lokalne radary o częstotliwościach w paśmie X (rys. 3.15).

Równanie (3.2) po jego przekształceniu daje podstawę do obliczenia wielkości Z , czyli odbiciowości radarowej będącej miarą gęstości hydrometeorów w atmosferze. Wielkość ta jest zatem pośrednio powiązana z natężeniem opadu R , który jest rejestrowany na powierzchni terenu w wyniku depozycji hydrometeorów. Jednocześnie obydwie rozpatrywane wielkości natężenia opadu i odbiciowości radarowej są momentami statystycznymi rozkładu wielkości hydrometeorów DSD (ang. Drop Size Distribution) odpowiednio rzędu 3 i 6. Dla jednostkowej objętości (1 m^3) wyrażają się one następującymi wzorami (Villari i Krajewski 2010):

$$R \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 V_t(D) dD, \quad (3.3)$$

$$Z = \sum_i N_i D_i^6 = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD, \quad (3.4)$$

w których:

Z – odbiciowość radarowa, $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,

R – natężenie opadu, $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$,

D_i – średnica kropli (hydrometeoru) i , mm,

N_i – liczba kropli (hydrometeorów) o średnicach między D a $D + dD$,

V_t – prędkość terminalna opadania kropli (hydrometeorów), $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

Rejestrowane przez radar wartości odbiciowości radarowej podaje się w skali logarytmicznej dBZ definiowanej zależnością

$$dBZ = 10 \log_{10} \left(\frac{Z (\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})}{1 (\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})} \right). \quad (3.5)$$

Wynika to z tego, że odbiciowość radarowa ma szeroki zakres zmienności (od 0 dBZ przy braku opadu do ponad 60 dBZ dla bardzo intensywnych opadów). Pomiar radarowy obarczony jest nieodłącznymi błędami z uwagi na towarzyszące im zakłócenia. Przez to istotna jest nie tyle precyzyjna wartość odbiciowości radarowej Z , co rząd jej wielkości.

3.6.2. Wykorzystanie pomiarów z zastosowaniem disdrometrów laserowych do ustalania zależności $Z-R$

Kluczowym zagadnieniem w zakresie praktycznego wykorzystania radarów pogodowych w hydrologii jest rozpoznanie zależności łączących natężenie opadu R z odbiciowością Z , często nazywanych zależnościami $Z-R$. Zgodnie ze strukturą równań (3.3) i (3.4) konieczne jest w tym celu dysponowanie informacją o prędkości terminalnej opadania hydrometeorów. Prędkość terminalna opadania hydrometeorów może być rejestrowana przy użyciu disdrometrów laserowych (Licznar i Siekanowicz-Grochowina 2015). Jej wartość może też być szacowana w sposób przybliżony dla kropeł deszczu na podstawie samych wymiarów kropeł z użyciem formuł teoretycznych lub empirycznych (Licznar i Łomotowski 2007). W przypadku formuł empirycznych prędkość terminalna opadania kropeł o średnicy D jest najczęściej obliczana według funkcji o postaci potęgowej (Villarini i Krajewski 2010)

$$V_t = \alpha D^\beta, \quad (3.6)$$

α, β – parametry empiryczne.

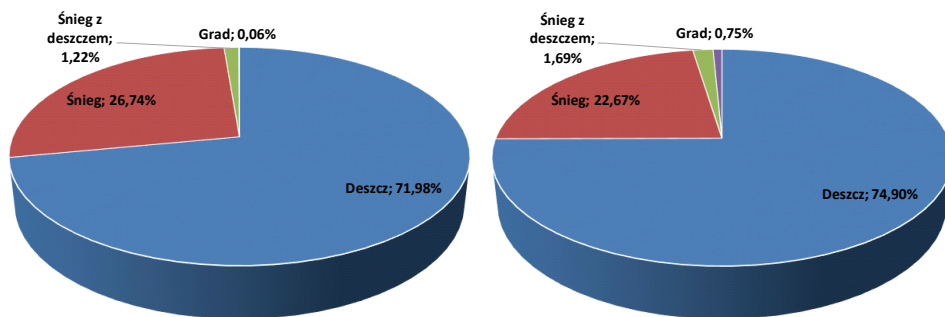
Zależność (3.6) daje podstawę do zapisania uogólnionej postaci zależności $Z-R$ o podobnej strukturze funkcji potęgowej (Villarini i Krajewski 2010)

$$Z = aR^b, \quad (3.7)$$

a, b – parametry modelu.

W latach 40. XX w. wartości a i b w modelu (3.7) zostały ustalone przez Marshalla i Palmera, odpowiednio $a = 200$ i $b = 1,6$. (Marshall i in. 1947; Marshall i Palmer 1948). Warto przy tym wspomnieć, że wówczas jeszcze nie produkowano i nie stosowano operacyjnie radarów opadowych.

W Polsce po raz pierwszy zależność $Z-R$ ustalili Licznar i Siekanowicz-Grochowina (2015), korzystając z oszacowań współczynników odbiciowości radarowej i natężeń/intensywności opadów z disdrometru laserowego OTT Parsivel². Na bazie całorocznych rejestracji z disdrometru w rozdzielczości 10 s z Warszawy otrzymali oni wartości parametrów a i b w równaniu (3.7) wynoszące odpowiednio 155 i 1,53. Były to wartości zbliżone do postulowanych przez Marshalla i Palmera wartości współczynników $a = 200$ i $b = 1,6$ dla opadów deszczu (Marshall i Palmer 1948; Marshall i in. 1947). Obserwowane różnice między wartościami współczynników tłumaczono tym, że analizowany zbiór pomiarowy nie składał się z rejestracji tylko opadów deszczu, lecz także innych opadów stałych, czyli np. śniegu, krup śniegowych, a nawet gradu.



Rys. 3.16. Udział różnego typu opadów w całym analizowanym zbiorze rejestracji opadów z Warszawy w odniesieniu do skumulowanego czasu trwania (po lewej) i skumulowanej wysokości opadów (po prawej); na podstawie pracy (Licznar i Krajewski 2016)

Korzystając z możliwości stosowania disdrometru laserowego do identyfikacji typu opadu Licznara i Krajewskiego (2016), przeprowadzili szczegółowe analizy zależności kalibracyjnych. Na podstawie poszerzonego, blisko 2-letniego zbioru obserwacyjnego z Warszawy zauważyli, że w zbiorze tym opady różnego typu zajmują 7,1% liczebności 10-sekundowych interwałów czasowych (co odpowiada 92,9% nieciągłości opadów). Przy tym lokalny proces opadowy był, zarówno co do skumulowanego czasu trwania, jak i skumulowanej wysokości opadów, zdominowany przez opady deszczu (odpowiednio blisko 72% i 75% całego zbioru). Zdecydowanie najrzadziej występującym typem opadów był grad, całkowity czas jego trwania stanowił jedynie 0,06% czasu trwania opadów, a wysokość opadu deponowanego w postaci gradu nie stanowiła nawet 1% całości wysokości opadów (rys. 3.16). W przypadku dużych cząstek gradu notowano najwyższe średnie wartości i skrajnie wysokie wartości maksymalne natężenia/intensywności opadu oraz współczynnika odbiciowości. Te ostatnie sięgały nawet 60,8 dBZ (tab. 3.1).

Tabela 3.1. Statystyki analizowanych podzbiorów dla różnych typów opadów z Warszawy w postaci wartości minimalnych, maksymalnych i średnich natężeń/intensywności opadów R oraz współczynników odbiciowości radarowej Z ; na podstawie pracy (Licznar i Krajewski 2016)

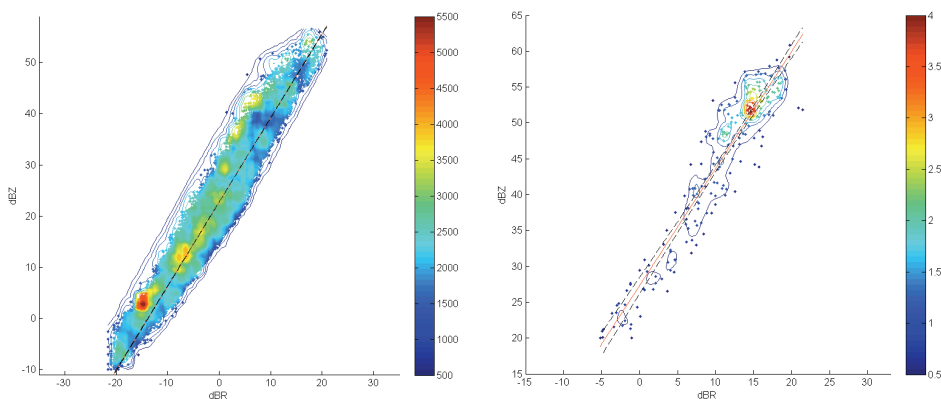
Typy opadów	R_{\min} $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	R_{\max} $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	Średnie R $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	Z_{\min} dBZ	Z_{\max} dBZ	Średnie Z dBZ
Deszcz	0,007	124,341	1,006	-10,0	56,5	27,7
Śnieg	0,078	62,763	0,820	0,9	56,8	23,
Śnieg z deszczem	0,115	48,848	1,337	8,0	53,8	28,9
Grad	0,490	141,022	26,242	20,0	60,8	51,4

Tabela 3.2. Parametry zależności Z - R dla różnych typów opadów z Warszawy wraz z miarami jakości ich dopasowania; na podstawie pracy (Licznar i Krajewski 2016)

Typy opadów	R^2	RMSE $\log_{10} (\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})$	a	b
Deszcz	0,9288	0,2354	191,406 (190,944, 191,869)	1,563 (1,562, 1,565)
Śnieg	0,8489	0,2140	106,644 (106,253, 107,036)	1,436 (1,433, 1,440)
Śnieg z deszczem	0,8382	0,2312	212,050 (208,714, 215,438)	1,534 (1,515, 1,554)
Grad	0,8823	0,3608	573,244 (460,280, 713,932)	1,614 (1,538, 1,690)

Dla poszczególnych typów opadów opracowano zależności Z od R . Wykresy sporządzano dla logarytmicznych skal osi x i y wykresów, gdyż na takich wykresach po przekształceniu zależności (3.7) łatwe było odczytanie parametrów a i b jak w przypadku prostego dopasowania funkcji liniowej o postaci

$$\log_{10} Z = b(\log_{10} R) + \log_{10} a. \quad (3.8)$$



Rys. 3.17. Zależności Z od R dla Warszawy, opracowane dla opadów deszczu (po lewej) i gradu (po prawej) na podstawie rejestracji z disdrometru laserowego.

Lokalną gęstość często pokrywających się par Z - R pokazano za pomocą izol linii i skali barwnej. Dopasowany model Z - R zaznaczono linią ciągłą wraz z 95-procentowymi granicami przedziału ufności zaznaczonymi linią przerywaną; na podstawie pracy (Licznar i Krajewski 2016)

Przykłady takich zależności zaprezentowano na rys. 3.17 – dla deszczu i gradu. Oszacowane wartości parametrów a i b wraz z ich 95-procentowymi przedziałami ufności oraz miarami jakości dopasowania modelu (3.7) w postaci współ-

czynnika determinacji R^2 i pierwiastka błędu średniokwadratowego RMSE zestawiono dla wszystkich analizowanych typów opadów w tab. 3.2.

Wartości parametrów $a = 191,406$ i $b = 1,563$ dla deszczu, przedstawione w tab. 3.2, okazały się zgodne z wartościami zaproponowanymi przez Marshalla i Palmera (1948) oraz Marshalla i in. (1947). W przypadku drugiego pod względem częstości występowania typu opadu, czyli śniegu uzyskano znacząco różniące się wartości parametrów a i b wynoszące odpowiednio 106,644 i 1,436. W przypadku znacznie rzadziej występujących opadów deszczu ze śniegiem otrzymane współczynniki $a = 212,050$ i $b = 1,534$ były zbliżone do parametrów ustalonych w przypadku deszczu. Dla skrajnie rzadkich opadów gradu Licznar i Krajewski (2016) wykazali zwiększoną wartość stałej $a = 573,244$ i nieco większą wartość wykładnika potęgowego $b = 1,614$.

Znaczne różnice w parametrach prezentowanych w tab. 3.2 przekonują do stosowania disdrometrów laserowych jako narzędzi wspomagających kalibrację obrazów radarowych wszędzie tam, gdzie istotna jest bieżąca i wiarygodna informacja o rozkładzie opadów.

Radary opadowe są aktualnie jedyną realną szansą na przestrzenny monitoring pól opadowych. Rezultatu tego nie uda się uzyskać nawet przy wykorzystaniu bardzo gęstych sieci deszczomierzowych. Przekonuje o tym porównanie przeprowadzone przez Bringiego i Chandrasekara (2001). Szacowali oni, że uzyskanie gęstości na poziomie pojedynczego deszczomierza dla każdego przestrzennego wycinka obrazowania radarowego (w rozdzielczości 1 km dla odległości i 1 stopnia dla azymutu) wymaga instalacji 90 000 instrumentów w centralnym obszarze 250 km wokół radaru. Jest to technicznie niewykonalne i to nie tyle z uwagi na samą liczbę instrumentów, co na trudność realizacji efektywnej sieci transmisji danych i scentralizowanego systemu akwizycji i przetwarzania *on-line* danych dopływających z 90 000 deszczomierzy. W przypadku radaru tego problemu nie ma, bo wyniki są wysyłane do centralnych lokalizacji radaru w trakcie pomiaru z prędkością światła za pomocą „naturalnych sieci” (Bringi i Chandrasekar 2001). Otwartym zagadnieniem przy tym pozostaje, czy pojedynczy deszczomierz o powierzchni wlotowej 200 cm² może być reprezentatywny dla całego wycinka obrazowania radarowego. Zagadnienie to jest dyskutowane szerzej w dalszej części rozdziału na podstawie porównania zapisów deszczomierzy i obrazowań radarowych. Niezależnie od tego korzystanie z uśrednionych powierzchniowo danych opadowych z radarów w miejsce dyskretnych danych z deszczomierzy wydaje się bardziej wiarygodne, zwłaszcza w przypadku modeli hydrodynamicznych dużych systemów odprowadzania wód opadowych.

Niestety jak dotąd radary opadowe w Polsce nie znalazły operacyjnego wykorzystania w hydrologii miejskiej. Jeszcze do niedawna koszty zakupu lokalnych radarów pracujących w pasmie X i niejasne wymogi pozyskiwania pozwoleń na ich instalację zniechęcały potencjalnych użytkowników.

3.6.3. System radarowy POLRAD

System radarowy POLRAD, którego operatorem jest Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW-PIB), zbudowano z myślą o ochronie przeciwpowodziowej w zlewniach dużych rzek Polski – Odry i Wisły. Sieć radarów POLRAD obejmuje swym zasięgiem praktycznie wszystkie duże miasta Polski. Trzon systemu tworzy osiem radarów rozmieszczonych na terenie całego kraju (rys. 3.18). Są to radary dopplerowskie, pracujące w zakresie C, produkcji Selex SI Gematronik – typów Meteor 500C i 1500C, stopniowo wymieniane na nowocześniejsze radary podwójnie spolaryzowane (ang. *dual polarization*) typu Meteor 1600C. Podstawowe dane techniczne radarów sieci POLRAD zestawiono w tab. 3.3.



Rys. 3.18. Lokalizacje radarów sieci POLRAD wraz z ich orientacyjnym zasięgiem działania (Siekanowicz-Grochowina i in. 2017)

Tabela 3.3. Parametry techniczne radarów Selex SI Gematronik sieci radarowej POLRAD

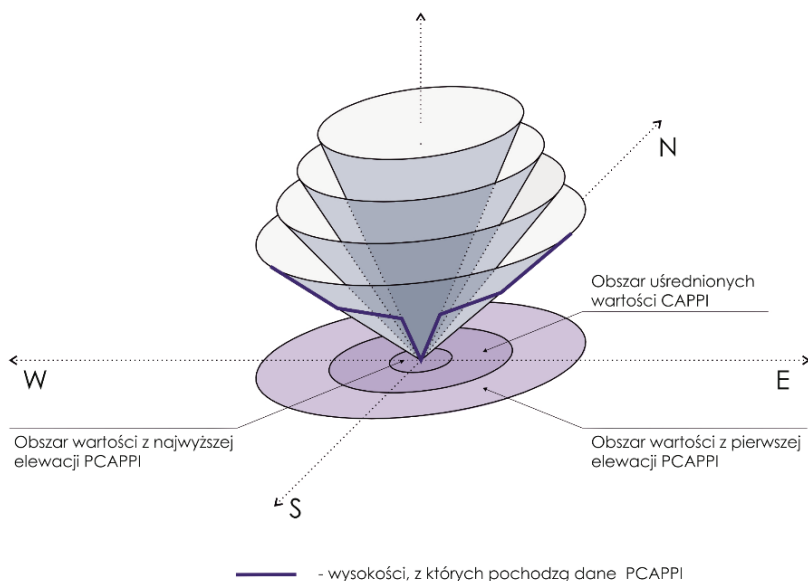
Parametry	Typ radaru		
	Meteor 500C	Meteor 1500C	Meteor 1600C
Nadajnik	magnetron	klistron	klistron
Polaryzacja	liniowa poz.	liniowa poz.	podwójna (poz./pion.)
Średnica anteny, m	4,2	4,2	4,2
Dokładność pozycji anteny, °	0,1	0,1	0,1
Poziom szumów, dB	2	2	3
Zakres dynamiki, dB	95	95	105
Typ procesora sygnału radarowego	Aspen DRX	Aspen DRX	Aspen GDRX
Szerokość wiązki, °	1	1	1
Moc wysydanego impulsu, kW	250	250	250
Szerokość impulsu (długi/krótki), μs	0,83/2,0	0,85/2,0	0,67/0,83/1,67/3,3
Pasma częstotliwości, GHz	5,42–5,82	5,60–5,65	5,60–5,65
Częstotliwość powtarzania impulsów PRF, Hz	250/1200	250/1200	250/1300

Rejestrowane echa radarowe są w systemie POLRAD przetwarzane przez moduł generujący produkty radarowe. Produkty te z uwagi na technikę i sposób ich tworzenia dzieli się na produkty pierwszego rzędu (ang. *first-level*) – pozyskiwane z przetwarzania surowych danych (typu 3D) z wykorzystaniem określonych algorytmów i szczegółowej definicji produktu oraz produkty drugiego rzędu (ang. *second-level*), czyli produkty obliczane na podstawie produktów pierwszego rzędu. Niezależnie od tego podziału produkty radarowe zarówno pierwszego, jak i drugiego rzędu mogą być zaliczone do jednej z pięciu umownych grup: klasycznych produktów radarowych, produktów hydrologicznych, produktów wiatrowych, produktów prognostycznych, produktów groźnych zjawisk. Podział ten wraz ze szczegółową charakterystykę produktów radarowych jest zawarty w monografii Tuszyńskiej (2011).

3.6.4. Możliwości wykorzystania danych z systemu POLRAD w eksploatacji miejskich systemów odwodnienia

W celu weryfikacji potencjału wykorzystania danych z systemu POLRAD na potrzeby hydrologii miejskiej przeprowadzono badania porównawcze rejestracji opadów z miejskich sieci deszczomierzowych z obrazowaniami radarowymi. Na poligon tych badań wytypowano dwie duże sieci deszczomierzowe w Warszawie i we Wrocławiu, wyposażone w elektroniczne deszczomierze wagowe. Rejestra-

cje z sieci deszczowych porównano z obrazowaniami radarowymi opadów z systemu POLRAD w postaci klasycznych produktów radarowych pierwszego rzędu. Były nimi przekroje poziome CAPPI (ang. Constant Altitude Plan Position Indicator) i PCAPPI (ang. Pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator). Produkty te są rozkładami odbiciowości radarowej w zlokalizowanej strukturze meteorologicznej wyliczonymi dla określonej wysokości n.p.m. Różnicę między obydwoma produktami zobrazowano na rys. 3.19. Produkt CAPPI ma ograniczony zasięg. Brak jest danych wokół radaru i w dalszej odległości zasięgu. Dla pokrewnego produktu PCAPPI dane spoza obszaru pomiaru CAPPI pochodzą albo z wyższych warstw atmosfery (dla dalszych odległości) albo niższych (w pobliżu radaru). W efekcie ze względu na swój większy zasięg, uwzględniający całe terytorium objęte skanem, produktem operacyjnym jest PCAPPI zawierający rozkłady średnich ważonych mocy echa odbitego (odbiciowości) od obiektów na określonej wysokości ponad średnim poziomem morza.



Rys. 3.19. Geometria produktów CAPPI i PCAPPI; na podstawie pracy (Tuszyńska 2011)

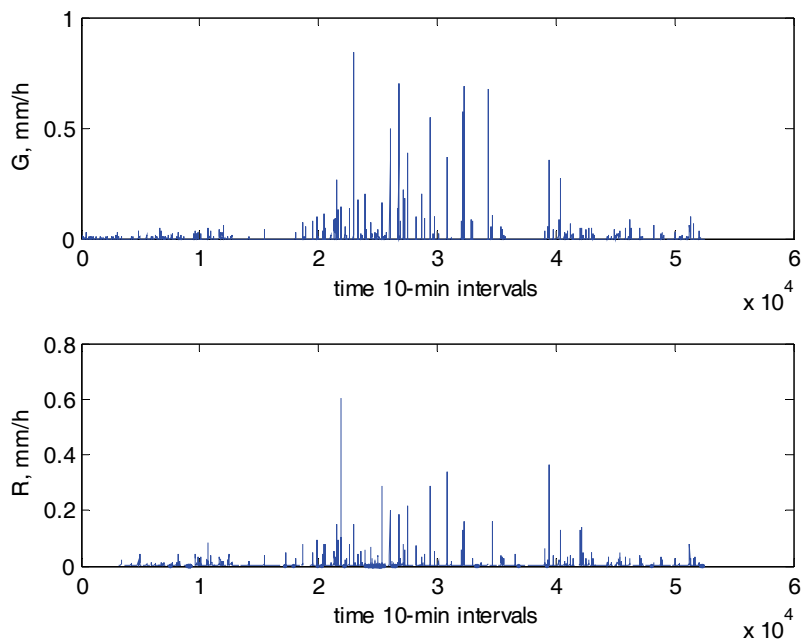
Pierwsze w Polsce analizy porównawcze w wysokiej rozdzielczości czasowej zapisów z elektronicznych deszczomierzy wagowych z miejskiej sieci monitoringu opadów MPWiK w Warszawie i obrazowań radarowych z pobliskiego radaru w Legionowie zostały opublikowane przez Jakubiaka i in. (2014).

Badania przeprowadzono dla zbioru 23 opadów konwekcyjnych, dla których dysponowano produktami PCAPPI w rozdzielczości przestrzennej $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ i czasowej 15 min. Dla serii czasowej obrazowań radarowych zidentyfikowano komórki rastra odpowiadające lokalizacji wszystkich 25 deszczomierzy. Przyjane im wartości odbiciowości radarowej przekonwertowano na wartości natężeń deszczy z wykorzystaniem klasycznej zależności $Z-R$ Marshalla i Palmera (1948). Tak powstałe szeregi czasowe radarowych estymat natężeń deszczy porównano z naziemnymi pomiarami natężeń będącymi zakumulowanymi do rozdzielczości 15 min rejestracjami deszczomierzy. W konkluzji tych badań stwierdzono, że rozkłady natężeń opadów rejestrowanych z użyciem deszczomierzy i radarów wykazują wysokie podobieństwo. Na tej podstawie wnioskowano o poprawności zależności $Z-R$ Marshalla i Palmera w rozumieniu statystycznym dla opadów konwekcyjnych deszczy w centralnej Polsce. Jednocześnie zauważono, że nie oznacza to bynajmniej, że wartości estymat natężeń opadów z radaru i deszczomierzy pokrywają się dla poszczególnych 15-minutowych interwałów czasu. Tłumaczono to tym, że najbardziej intensywne zdarzenia opadowe silnie zlokalizowane zarówno w przestrzeni, jak i czasie mogą „umykać” prawidłowej rejestracji w niezadawalającej rozdzielczości obrazowań radarowych i przestrzennej rozdzielczości lokalizacji deszczomierzy. Jakubiak i in. (2014) uwzględnili te spostrzeżenia i uznali, że radarowe estymaty natężenia opadów bazujące na zależnościach $Z-R$ mogą być wykorzystywane do zasilania modeli hydrodynamicznych służących do opracowywania masterplanów odwadniania miast. Jednak mało prawdopodobne jest uzyskiwanie precyzyjnych oszacowań odpływów z sieci kanalizacyjnych wód opadowych w trakcie trwania konkretnych deszczy z uwzględnieniem tylko danych wyjściowych z radaru.

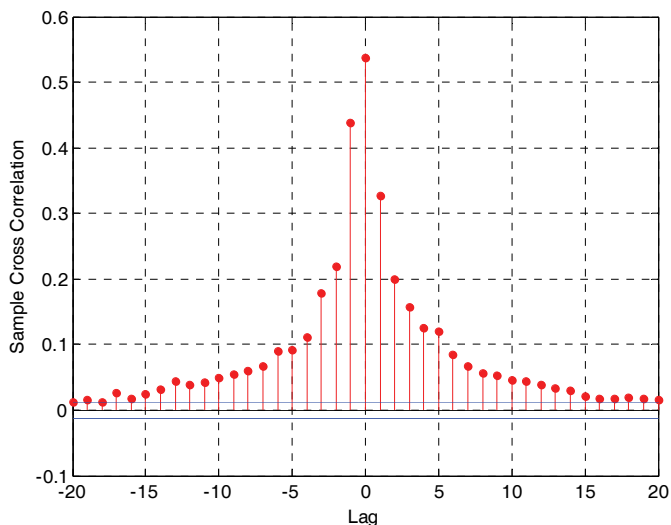
Przytaczane wyniki potwierdzono w analizach przeprowadzonych przez autora dla tego samego poligonu badawczego miejskiej sieci monitoringu opadów MPWiK w Warszawie, ale z użyciem bogatszego zbioru obrazowań radarowych PCAPPI dla wysokości standardowej 700 m n.p.m., o wyższej rozdzielczości czasowej 10 min i przestrzennej $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$. W analizach tych porównywano nie tylko zbiór wybranych intensywnych opadów konwekcyjnych, lecz także całoroczne szeregi natężeń opadów zarejestrowanych przez elektroniczne deszczomierze wagowe z szeregami rejestracji wydzielonych z pokrywających się z nimi komórek sekwencji obrazowań radarowych.

Do kalibracji obrazów radarowych stosowano zależność $Z-R$ zaproponowaną przez Licznara i Siekanowicz-Grochowinę (2015). Przykład porównania

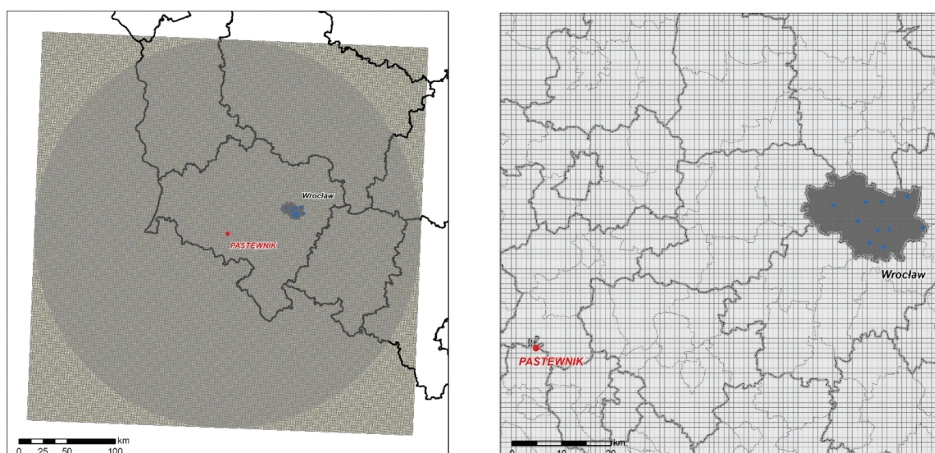
takich szeregów intensywności opadów przedstawiono dla wybranego deszczomierza na rys. 3.20. W przebiegu wykresów obydwu szeregów czasowych brak jest pełnej zgodności co do wartości natężeń chwilowych opadów. Generalnie w szeregu intensywności opadów zarejestrowanych przez deszczomierz zdecydowanie częściej pojawiają się wyższe wartości przekraczające $0,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Jest to zgodne z wcześniejszymi obserwacjami Jakubiaka i in. (2014), którzy omawiane zjawisko tłumaczyli znacznie większym uśrednieniem małoskalowej zmienności opadów przez radar niż przez deszczomierz. Dysproporcja ta wynika ze skali różnic między powierzchnią elementarnej komórki rastra obrazu radarowego – 1 km^2 , a powierzchnią wlotową deszczomierza – 200 cm^2 . Mimo różnic w wartościach intensywności/natężeń deszczy same struktury klastrów opadowych, rysujące się na obydwu wykresach na rys. 3.20, wykazują wyraźną zbieżność czasową. Potwierdza to wykres wzajemnego skorelowania obydwu szeregów (rys. 3.21) z wyraźnym pikiem wartości korelacji dla przesunięcia równego 0 (braku opóźnienia czasowego).



Rys. 3.20. Szeregi czasowe 10-minutowych intensywności opadów zarejestrowane w 2009 r. przez deszczomierz (górny panel – seria *G*) i intensywności opadu określone na podstawie danych radarowych (dolny panel – seria *R*)



Rys. 3.21. Wykres wzajemnego skorelowania czasowego szeregów 10-minutowych intensywności opadów przedstawionych na rys. 3.20

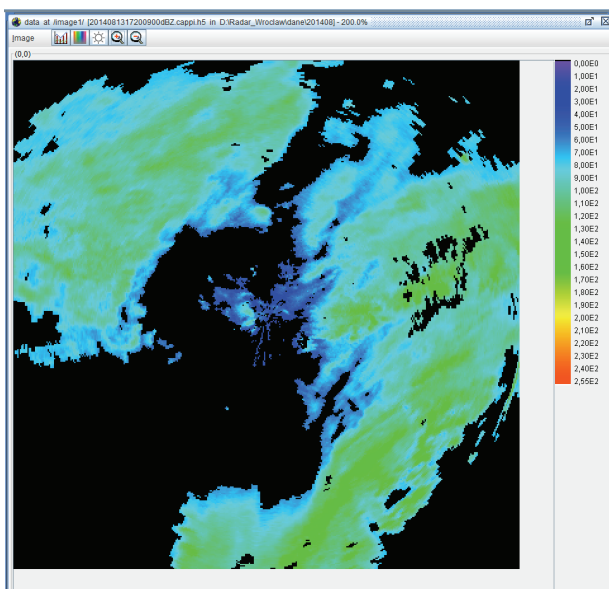


Rys. 3.22. Lokalizacja miasta Wrocławia i deszczomierzy miejskiej sieci monitoringu opadów MPWiK we Wrocławiu na tle siatki produktu PCAPPI radaru w Pastewniku; siatka wykreślona w Państwowym Układzie Współrzędnych Geodezyjnych 1992 (Siekanowicz-Grochowina i in. 2017)

Podobną analizę przeprowadzono z wykorzystaniem wyników monitoringu opadów wykonanych siecią elektronicznych deszczomierzy wagowych należącej do MPWiK we Wrocławiu oraz danych radarowych z systemu POLRAD. W badaniach dla Wrocławia bazowano na przekrojach poziomych PCAPPI z najbliższego radaru zlokalizowanego w Pastewniku (rys. 3.22). O ile radar w Legio-

nowie znajduje się w odległości zaledwie 20 km od centrum Warszawy, o tyle odległość od radaru w Pastewniku do centrum Wrocławia jest blisko 4 razy większa.

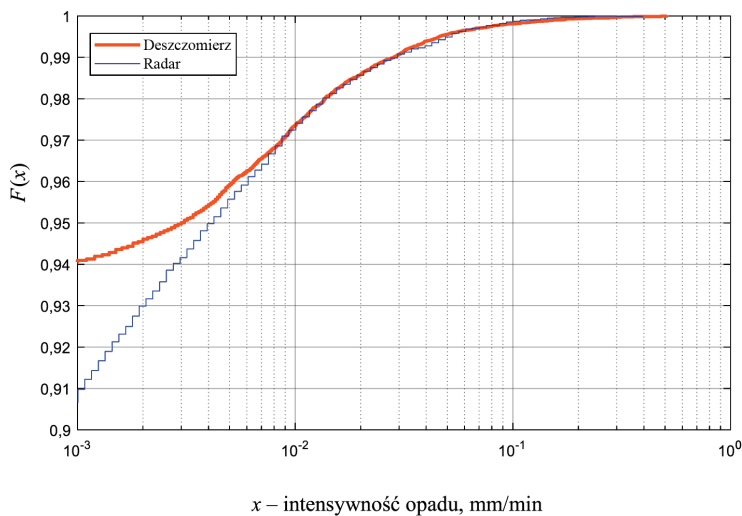
Analogicznie do przypadku warszawskiego poligonu korzystano z dostępu do sekwencji przekroi standardowych PCAPPI o rozdzielczości przestrzennej $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ i rozdzielczości czasowej 10 min, wykonanych dla wysokości standardowej 700 m n.p.m. Przykład takiego przekroju zapisanego w formacie HDF5, funkcjonującym jako standard wymiany danych radarowych w Europie, przedstawiono na rys. 3.23.



Rys. 3.23. Przekrój poziomy PCAPPI z radaru w Pastewniku zarejestrowany 13.08.2015 r. o godz. 17:20. Na skali barwnej widoczne wartości odbiciowości radarowej Z w skali dBZ, zapisane z rozdzielczością 8 b (Siekanowicz-Grochowina i in. 2017)

Dane radarowe obejmowały okres od 1 maja do 30 września 2014 r., dla którego dysponowano także 1-minutowymi szeregami czasowymi natężeń opadów z siedmiu elektronicznych deszczomierzy wagowych na terenie Wrocławia. Do kalibracji obrazów radarowych wykorzystano klasyczne parametry modelu Z-R określonego przez Marshalla i Palmera (1948). Z sekwencji skali-browanych przekroi PCAPPI dla zidentyfikowanych komórek siatki radarowej skompletowano 10-minutowe szeregi czasowe natężeń opadów dla siedmiu analizowanych deszczomierzy. Szeregi te porównano z zakumulowanymi do rozdzielczości 10 min zapisami z deszczomierzy.

Podobnie jak w przypadku poligonu warszawskiego obserwowano stosunkowo słabe skorelowanie wartości natężeń opadów z radaru i deszczomierzy. Współczynniki determinacji R^2 obliczone dla poszczególnych deszczomierzy dla całego 5-miesięcznego okresu rejestracji wahały się od zaledwie 0,1253 do 0,6359 (Siekanowicz-Grochowina i in. 2017). Widać to dobrze na przykładzie rozkładów empirycznych wartości 10-minutowych natężeń chwilowych opadów zarejestrowanych przez deszczomierz R2 i radar (rys. 3.20). Rozbieżności między obydwooma rozkładami ujawniają się jedynie w przypadku niskich natężeń opadów, mniejszych od $0,01 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, które wydają się być mało istotne z punktu widzenia hydrologii miejskiej.



Rys. 3.24. Skumulowane częstości względne rozkładu empirycznego wartości 10-minutowych natężeń chwilowych opadów zarejestrowanych przez deszczomierz R2 i radar w analizowanym okresie od 1 maja do 30 września 2014 r.

Na podstawie badań przeprowadzonych na poligonach miejskich sieci deszczomierzowych wykazano, że nie jest możliwe uzyskanie wysokiej korelacji wartości 10-minutowych natężeń/intensywności opadów rejestrowanych z wykorzystaniem deszczomierzy i wielkoskalowych radarów pracujących w paśmie C. Zgodność okresów deszczowych w szeregach pomiarowych z sieci deszczomierzy i na obrazowaniach radarowych, w powiązaniu z dużym zasięgiem radarów pracujących w paśmie C, pokrywających prawie cały obszar kraju, wskazuje niemniej na możliwość wykorzystania radarów sieci POLRAD w formułowaniu ostrzeżeń dla służb komunalnych o zbliżających się do miasta intensywnych

opadach mogących wywołać powodzie miejskie. Problem słabej korelacji wartości natężeń opadów rejestrowanych z użyciem radaru i deszczomierzy może być wyeliminowany przez zastosowanie lokalnych radarów pracujących w paśmie X, o zdecydowanie lepszej rozdzielczości czasowej rzędu pojedynczych minut i rozdzielczości przestrzennej rzędu setek metrów (Siekanowicz-Grochowina i in. 2017).

3.7. Podsumowanie

Na nowo budowanych lub modernizowanych miejskich sieciach monitoringu opadów coraz powszechniej są instalowane przyrządy pomiarowe nowej generacji. To przede wszystkim elektroniczne deszczomierze wagowe, które wypierają nie tylko klasyczne pluwiografy, lecz także elektroniczne deszczomierze pierwszej generacji oparte na mechanizmach korytkowych. Te ostatnie, chociaż mają prostszą konstrukcję i są tańsze w zakupie, generują wiele problemów o charakterze metrologicznym i eksploatacyjnym. Mimo wyższych kosztów zakupu elektroniczne deszczomierze wagowe są o wiele tańsze w ogólnym rozrachunku obejmującym ich co najmniej kilkuletnią eksploatację, gdyż wymagają jedynie okresowych – zwykle kwartalnych przeglądów. Sieci deszczomierzowe liczące kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt instrumentów funkcjonują już w dużych miastach Polski, np. w Gdańsku, Warszawie i Wrocławiu. Trwa swoisty wyścig technologiczny między producentami deszczomierzy wagowych. Miarą jego tempa jest to, że w roku 2005 podczas prowadzenia przez Lanę i in. (2005) testów deszczomierzy różnych producentów na zlecenie WMO stwierdzono, że tylko jeden z badanych przyrządów cechuje się krótszym od 3 min błędem stopniowej odpowiedzi. Od tego czasu większość producentów elektronicznych deszczomierzy wagowych obniżyło wielkość tego błędu, choć częściowo jest to okupione utratą odporności tych przyrządów na przypadkowe zakłócenia pomiarów, np. przez wpadające do zbiornika ciała obce. Ciekawe rozwiązanie w tym zakresie stosuje w swoich elektronicznych deszczomierzach wagowych serii Pluvio firma OTT z Niemiec. Na wyjściu z deszczomierza są prezentowane dwa sygnały (w rozumieniu wysokości lub natężenia opadu). Jeden – wynikający z bezpośredniego odczytu elementu wagowego to tzw. sygnał RT (ang. Real Time), a drugi – będący przetworzonym (uśrednionym czasowo) i opóźnionym w czasie odczytem zmian napełnienia zbiornika wewnętrznego przyrządu to tzw. sygnał NRT (ang. Non Real Time). W zależno-

ści od celu zastosowania deszczomierzy rekomenduje się wybór odpowiednich sygnałów, względnie ich kombinacji.

Coraz większe zainteresowanie budzą disdrometry laserowe. W Polsce są one już wykorzystywane operacyjnie do zarządzania systemami odprowadzania wód opadowych w Rumii i Katowicach. W Krakowie disdrometr jest testowany pod kątem planowanej modernizacji miejskiego systemu monitoringu opadów. Ponaddziesięcioletnia już praca disdrometru laserowego OTT Pluvio¹ w laboratorium monitoringu opadów na potrzeby hydrologii miejskiej we Wrocławiu (Licznar i in. 2007) stanowi potwierdzenie, że te optyczne instrumenty pozbawione ruchomych części mechanicznych mogą funkcjonować bezawaryjnie przez lata, bez potrzeby prowadzenia przeglądów okresowych. Wdrażanie disdrometrów laserowych do praktyki oznacza także całkiem nowe jakościowo źródło danych na potrzeby modelowania spływów powierzchniowych. Już teraz możliwe jest realne rozpoznanie natężeń opadów w skalach czasu poniżej nawet 1 min. To olbrzymi skok jakościowy, bo jeszcze 20 lat temu monitoring natężeń deszczy w Polsce opierał się na sieci złożonej z pluwiografów.

Nie można jednak poprzestać na postrzeganiu disdrometrów tylko jako alternatywy względem deszczomierzy innego typu. Przyrządy te powinny z czasem znaleźć powszechne zastosowanie w kalibracji, względnie korekcji obrazowań radarowych miejskich pól opadowych. W tym zakresie istnieje spory jeszcze dystans do nadrobienia w obrębie krajowej hydrologii miejskiej. Niestety mimo opisywanych w następnym rozdziale dość licznych zagranicznych wdrożeń radarów opadowych do praktyki eksploatacji i modelowania systemów odwodnienia brak jest jeszcze podobnych przykładów z Polski.

Na koniec należy odnotować, że upowszechnienie rejestracji opadów z cyfrowym zapisem wyników pomiarów powoduje gwałtowny przyrost baz danych. Trzeba poszukiwać nowych metod usprawniających kontrolę jakości danych pomiarowych oraz ich efektywne modelowanie. Metody takie bazujące głównie na teorii multifraktali i multiplikatywnych kaskad losowych są prezentowane w dalszej części monografii.

4. SYSTEMY RTC

Systemy kanalizacyjne obsługujące centra wielu dużych miast na świecie, a zwłaszcza w Europie, były projektowane ponad 100 lat temu. W większości są to systemy oparte o sieci kanałów ogólnospławnych obliczanych z użyciem racjonalnego modelu spływu wód deszczowych. W trakcie wymiarowania tych systemów zazwyczaj przekroje poszczególnych kanałów dobierano z pewnym zapasem ze względu na przewidywany dalszy rozwój miasta. Projektanci nie uwzględnili jednak tak szybkiego wzrostu ludności miast i przyrostu uszczelnienia terenu będącego efektem wielu czynników, takich jak np.: wydłużenie wieku życia mieszkańców, migracja ludności, pojawienie się i szybki rozwój motoryzacji, nowe materiały i technologie budowlane. Nikt też na początkach ery uprzemysłowienia nie mógł przewidzieć ani prawidłowo ocenić skali zmian klimatycznych w XXI wieku i ich wpływu na wzrost częstości i natężeń opadów nawałnych. W konsekwencji takich uwarunkowań powszechnym problemem dużych miast jest niewystarczająca hydrauliczna przepustowość kanalizacji objawiająca się obniżeniem współczynnika niezawodności pracy systemu kanalizacyjnego.

Przykładem może być Londyn, w którym Joseph Bazalgette, projektując w latach 50. XIX w. system kanalizacji ogólnospławnej z kolektorów murowanych z cegły o łącznej długości około 1100 mil (ok. 1800 km), założył, że system będzie docelowo odprowadzać ścieki od 4 mln mieszkańców. Było to śmiałe założenie, gdyż w tym czasie Londyn zamieszkiwało ok. 1,5 mln mieszkańców. Współcześnie system ten obsługuje ok. 8 mln ludzi. Gęstość zaludnienia wzrosła z poziomu 6825 mieszkańców/km² w 1850 r. do 18 457 mieszkańców/km² w 2001 r. Skalę problemu pogłębia ciągły przyrost powierzchni uszczelnionych. Szacuje się, że corocznie w Londynie uszczelnia się ponad 300 ha nowych terenów. W efekcie obecnie dochodzi bardzo często do przeciążenia hydraulicznego londyńskiego systemu kanalizacyjnego, a niektóre przelewy burzowe zaczynają działać nawet podczas deszczu o sumarycznej wysokości zaledwie 2 mm (Thames Tideway Tunnel 2010).

Tymczasem zmieniła się diametralnie ocena wpływu takich zdarzeń na jakość wód odbiornika. Trzeba pamiętać, że gdy budowano pierwsze systemy kanalizacyjne, często nie zaopatrywano ich jeszcze w oczyszczalnie, ewentualnie były to jedynie proste oczyszczalnie mechaniczne. W tych realiach zrzuty rozcieńczonych ścieków (o niższych ładunkach zanieczyszczeń) z przelewów burzowych wydawały się nie mieć istotnego znaczenia. Współcześnie stan taki jest nieakceptowalny, zwłaszcza w Europie, gdzie zgodnie z Dyrektywą Rady z dnia 21 maja 1991 r. dotyczącą oczyszczania ścieków komunalnych oraz z Ramową Dyrektywą Wodną (Dyrektywa 2000/60/WE) dąży się do eliminacji zrzutów nieoczyszczonych ścieków. Istnieje wyraźna konieczność zatem rozwiązania problemów nie tylko zrzutów nieoczyszczonych ścieków z przelewów burzowych, lecz także zdarzeń polegających na przeciążeniu hydraulicznym oczyszczalni ścieków. Niestety nie ma w tym zakresie prostych i tanich recept, nie jest bowiem możliwa ani szybka modernizacja centrów miast polegająca na ich rozszczelnieniu, ani też kompleksowa przebudowa sieci kanałowej. Poprawę można często uzyskać przez optymalne wykorzystanie retencji całego systemu dzięki sterowaniu odpływem z sieci, z uwzględnieniem zróżnicowania warunków opadowych na obszarze całej zlewni kanalizacyjnej. To zasadnicza przesłanka tworzenia systemów bieżącego monitoringu i sterowania systemami odwodnień na terenach miejskich, noszących ogólną nazwę systemów RTC (ang. Real Time Control) (Licznar i Łomotowski 2004). Podstawowym celem tych systemów jest optymalizacja pracy kanalizacji przynosząca mierzalne skutki w postaci: zmniejszenia częstości i objętości bezpośrednich zrzutów zmieszanych ścieków z kanalizacji ogólnospławnej do odbiornika oraz poprawy efektywności pracy oczyszczalni ścieków w okresach pogody deszczowej (Pfister i Cassar 1999; Hernebring i in. 2002).

Prace dotyczące sterowania odpływem wód deszczowych podjęte były jeszcze na początku lat 80. XX w. przez U.S. Geological Survey i U.S. Environmental Protection Agency w 16 miastach USA. Ich wynikiem było powstanie miejskiego systemu zarządzania wodami opadowymi – USDM (ang. Urban Stormwater Data Management). Miał on charakter ekspercki, gdyż jego zadanie polegało na zbieraniu danych hydrologicznych (w tym opadowych) z zapewnieniem ich odpowiedniej interpretacji w celu wspomagania podejmowania decyzji przez organy zarządzające lokalnymi systemami odwodnienia terenów (Doyle i Lorens 1982). Od tego czasu systemy sterowania odpływem wód opadowych ewaluowały ku coraz bardziej zautomatyzowanym i działającym w trybie rzeczywistym, a więc o funkcjonalności wymaganej od RTC. W Europie i na świecie znalazły już liczne

aplikacje, podczas gdy w Polsce brak jest jeszcze wdrożenia systemu RTC. Najbardziej zaawansowane prace w tym zakresie są prowadzone w Warszawie, gdzie po uruchomieniu nowej oczyszczalni Czajka pierwszoplanowym celem stała się ochrona rzeki Wisły przed wylewami z przelewów burzowych oraz konieczność zabezpieczenia oczyszczalni przed nadmiernymi dopływami pogody deszczowej. Przykłady funkcjonujących lub wdrażanych właśnie systemów RTC w dużych miastach Europy zestawiono w tab. 4.1.

Tabela 4.1. Zestawienie systemów RTC w różnych miastach Europy na podstawie studium Thames Tideway Tunnel (2010)

Miasto	Kraj	Liczba mieszkańców	Działania dodatkowe	Stan
Barcelona	Hiszpania	1 615 908	zbiorniki retencyjne	operacyjny
Berlin	Niemcy	3 425 000	SUDS ¹⁾ , podniesienie krawędzi przelewów burzowych, zbiorniki wód opadowych	operacyjny
Brighton	Wielka Brytania	461 181	tunel retencyjny długości 5,1 km i średnicy 6 m	operacyjny
Helsinki	Finlandia	578 126	rozdział kanalizacji ogólnospławnej, rozbudowa oczyszczalni i kanałów	operacyjny
Kopenhaga	Dania	613 603	zbiorniki retencyjne, rozdział kanalizacji ogólnospławnej, rozbudowa oczyszczalni	operacyjny
Lion	Francja	472 305	zbieranie danych, modelowanie	operacyjny
Lizbona	Portugalia	499 700	rozbudowa oczyszczalni, kolektor przechwytyjący, zbiorniki retencyjne	częściowo operacyjny, częściowo w budowie
Londyn	Wielka Brytania	8 278 251	tunel retencyjny długości 39 km i średnicy 7,2 m	w budowie
Marsylia	Francja	839 043	budowa dużych kolektorów	operacyjny
Neapol	Włochy	966 209	nowa oczyszczalnia, tunel retencyjny o długości 12 km, eliminacja odorów	operacyjny
Paryż	Francja	2 188 500	nowa oczyszczalnia, zbiorniki i tunele retencyjne	w większości operacyjny
Wiedeń	Austria	1 697 937	dotatkowy tunel retencyjny i zbiorniki, tunel długości 3 km i średnicy 7 m	w większości operacyjny
Zagrzeb	Chorwacja	786 000	rozbudowa kolektorów	zbieranie danych, modelowanie

¹⁾ SUDS (ang. Sustainable Drainage System) – zrównoważony system odwodnienia.

Systemy RTC składają się z podsystemów: monitoringu opadów, kontroli przepływów i stanów/poziomów ścieków w kolektorach, komputerowej predykcji odpływu oraz sterowania retencją. Podstawowymi danymi zasilającymi system RTC są bieżące wyniki pomiarów natężeń opadów na terenie całej zlewni miejskiej, a często nawet na pobliskich terenach podmiejskich.

Klasyczną i nadal często stosowaną metodą monitoringu opadów w systemach RTC są pomiary prowadzone na sieci deszczomierzy. Jeszcze do niedawna w tego typu aplikacjach dominowały najprostsze elektroniczne deszczomierze korytkowe (patrz rozdz. 3). Wyniki ich rejestracji w postaci zliczanych impulsów można było łatwo transmitować nawet bez dostępu do zawansowanych rozwiązań telekomunikacyjnych. Na podstawie badań przeprowadzonych w Czechach, w połowie lat 90. XX w., w Pírabramie i w Pradze można było wnioskować o potrzebie zbierania informacji z sieci deszczomierzy o dużej gęstości w celu prawidłowego symulowania i monitorowania pracy sieci odwadniającej zarówno w przypadku pojedynczego opadu, jak i systemu RTC (Krejčík i in. 1998). W Helsinborgu (Szwecja) w celu dynamicznego, bieżącego modelowania przepływu ścieków w zlewni o powierzchni ok. 50 km² stosowano dane o opadach z ośmiu deszczomierzy, z których trzy były podłączone *on-line* ze specjalistycznym oprogramowaniem komputerowym (Hernebring i in. 2002). Gęstość deszczomierzy pokrywających zlewnie kanalizacyjne w rozwijanych dopiero pionierskich systemach RTC była zróżnicowana. Badacze tacy jak Maheepala i in. (2001) oraz Eicher i Krejčí (1996) pracujący w mocno różniących się warunkach klimatycznych Australii i Szwajcarii jednak już wówczas postulowali minimalną gęstość na poziomie co najmniej jednego deszczomierza na 4 km² zlewni miejskiej.

Nawet współcześnie sieci pomiarowe o porównywalnej gęstości przyrządów stwarzają spore problemy praktyczne przy ich budowie i eksploatacji na obszarze dużych miast mimo wyraźnego postępu w konstrukcji samych deszczomierzy i upowszechnieniu bezprzewodowej transmisji danych pomiarowych. Sporym ograniczeniem jest choćby brak miejsca na powierzchni zlewni miejskich dla wielu przyrządów oraz konieczność ich ochrony przed wandalizmem. W efekcie deszczomierze montuje się na dachach budynków, co nie jest prawidłowe z punktu widzenia zapewnienia standardu meteorologicznego pomiarów. Standardy i wymogi dotyczące prowadzenia obserwacji meteorologicznych na terenie miasta, w tym także pomiarów opadów atmosferycznych i lokalizacji posterunków opadowych, są zdefiniowane w wytycznej WMO nr 81 (Oke 2006). Zgodnie z nią podkreśla się konieczność zapobiegania niekorzystnym zjawiskom mogącym powodować zakłócenia pomiarów, do których zalicza się:

- przechwytywanie opadów z ich trajektorii opadania ku ziemi przez pobliskie obiekty przesłaniające, takie jak drzewa lub budynki (zjawisko cienia opadowego),
- występowanie twardych powierzchni w pobliżu deszczomierzy mogących powodować zjawisko rozbryzgu, a także obecność obiektów zawieszonych ponad, które mogą wpadać do deszczomierzy (np. owoców, nasion, liści),
- powstawanie skomplikowanych przestrzenni pól wiatru wokół przeszkód terenowych w tzw. miejskiej warstwie dachowej (ang. UCL – Urban Canopy Layer) powodujących zlokalizowaną koncentrację czy brak strug przenoszących deszcz albo śnieg,
- podmuchy wiatru połączone z fizyczną obecnością samego deszczomierza powodujące anormalne turbulencje wokół niego i prowadzące do zawyżania lub zaniżania depozycji hydrometeorów.

Z powodu niemożności dalszej rozbudowy i zagęszczania sieci deszczomierzowych w miastach od dawna już brana jest pod uwagę potrzeba rozwijania systemów RTC zasilanych dzięki technikom teledetekcji opadów. Przykładów takich praktyk można odnaleźć sporo w Europie Zachodniej. W Niemczech już przed końcem XX w. przeprowadzono porównanie przydatności danych radarowych o różnej rozdzielczości w kontekście sterowania odpływem z małych zlewni miejskich w czasie rzeczywistym (Johann i Verworn 1997). We Francji, w Nancy od 1994 r. był wdrażany system zarządzania siecią kanalizacji deszczowej, w którym radar opadowy służył predykcji natężeń oraz kierunków i prędkości przemieszczania się opadów (Faure i Achet 1999). We Włoszech zastosowano rozwiązanie hybrydowe łączące radar z osmioma deszczomierzami w celu wdrożenia systemu RTC obsługującego obszar 10 000 km² w rejonie Wenecji (Burlando i in. 1996). W Wielkiej Brytanii, w Bolton wdrożono rozwiązanie o akronimie RHINOS (ang. Real-time urban Hydrological INfrastrusture and Output modelling Strategy). Ten system RTC wykorzystuje dane opadowe z systemu radarowego MARS (ang. Multiple Attribute Radar System) złożonego ze specjalnie opracowanego na McGill University radaru krótkiego zasięgu w paśmie C i pionowo skierowanego radaru VPR (ang. Vertically Pointing Radar) w paśmie X. Ponadto system MARS jest połączony z siecią lokalnych deszczomierzy (Cluckie i in. 1999). Zgodnie z raportem Thames Tideway Tunnel (2010) danymi opadowymi z sieci deszczomierzowych i z radaru są zasilane systemy RTC działające operacyjnie w Wiedniu i w Marsylii.

Początkowo silnym ograniczeniem stosowania technik radarowych była zgrubna dokładność estymacji natężeń opadów stojąca w sprzeczności z rygorystycznymi wymaganiami co do przestrzennej i czasowej rozdzielczości prowadzenia monitoringu zjawisk opadowych w ramach systemów RTC. W przypadku najbardziej rozpowszechnionych, wielkoskalowych radarów opadowych pracujących w paśmie C (ang. *C-band radar*) problem poprawności pomiarów opadów na terenach miejskich miał swoją genezę w dużej wysokości wiązki radarowej nad poziomem gruntu (Cluckie i in. 1999). Wraz z rozwojem techniki, a zwłaszcza obniżeniem kosztów lokalnych radarów pracujących w paśmie X (ang. *X-band radar*), problem ten przestał być istotny. Dostępne stały się estymaty natężeń opadów w wysokiej rozdzielczości – rzędu setek metrów w przestrzeni i pojedynczych minut w czasie. Za stosowaniem lokalnych radarów opadowych w paśmie X o wysokiej rozdzielczości czasowej przemawia dzisiaj już także współczesna wiedza dotycząca modelowania kanalizacji. Berne i in. (2004) na podstawie badań przeprowadzanych w warunkach klimatu śródziemnomorskiego w dużych zlewniach miejskich o powierzchni ok. 1000 ha oceniali, że do prawidłowego zasilania modeli hydrodynamicznych niezbędne są dane opadowe o rozdzielczości 5 min w czasie i 3 km w przestrzeni. Ich rekomendacje dotyczące mniejszych zlewni o powierzchni rzędu 100 ha były jeszcze bardziej restrykcyjne i wynosiły odpowiednio 3 min i 2 km. Na podstawie badań przeprowadzonych w wybranych zlewniach miejskich w Anglii i Francji, wyposażonych w operacyjne modele hydrodynamiczne, można potwierdzić w pełni zasadność zasilania tych modeli danymi o rozdzielczości przestrzennej setek metrów (Gires i in. 2012; 2013). Gires i in. (2012) wskazywali przy tym na to, że małoskalowa zmienność opadów, a więc w skalach poniżej 1 km, ma istotny wpływ na wyniki symulacji hydrodynamicznych odpływów wód opadowych.

W Polsce jak dotąd nie został uruchomiony jeszcze żaden system RTC, ale w ostatnich latach wyraźnie wzrosła świadomości co do konieczności prowadzenia monitoringu opadów. W kilku miastach działają już sieci monitoringu złożone z nowoczesnych przyrządów pomiarowych. Największa z nich to sieć zbudowana przez MPWiK w Warszawie składająca się z 25 deszczomierzy. Przy powierzchni Warszawy wynoszącej 517,2 km² i liczbie ludności równej ok. 1,706 mln zapewnia to średnią gęstość sieci pomiarowej na poziomie jednego przyrządu na ok. 20,7 km², czy też jednego przyrządu na ok. 68,2 tys. mieszkańców. Pozornie gęstość ta jest stosunkowo niska, zwłaszcza w odniesieniu do teoretycznie postulowanych gęstości miejskich sieci pomiarowych opadów. Cy-

towani już Eicher i Krejci (1996) w Szwajcarii szacowali potrzebę instalacji jednego deszczomierza na zlewnię o powierzchni od 1 do 4 km² lub też zamieszkałą przez 4 do 16 tys. mieszkańców. Wartości te są jednak czysto teoretyczne – możliwe do realizacji tylko w przypadku bardzo małych zlewni badawczych. Potwierdzono to w pełni w raporcie o stanie rozwiązań technicznych służących redukcji krotności działania przelewów burzowych na kanalizacji w miastach Europy (Thames Tideway Tunnel 2010). W załączniku raportu podaje się przykłady miast, w których wykorzystuje się sieci deszczomierzowe głównie do sterowania odpływem wód opadowych (systemy RTC), to m.in.: Barcelona – 24 deszczomierze, Marsylia – 24 oraz Wiedeń – 25 deszczomierzy. Na szczególną uwagę zasługuje Wiedeń, który jest miastem bardzo zbliżonym do Warszawy, zarówno co do wielkości, jak i liczby mieszkańców (414,9 km² i 1,678 mln). Z porównania tego wynika jednoznacznie, że sieć warszawska jest jedną z największych i najgęstszych w Europie.

Mimo że budowie warszawskiej sieci deszczomierzowej przyświecały cele praktyczne związane z eksploatacją systemu odwodnienia miasta, sieć ta stała się jednocześnie unikalnym poligonem badawczym hydrologii miejskiej. Dzięki zsynchronizowanym czasowo rejestracjom z 25 deszczomierzy rozlokowanych w różnych częściach miasta możliwe stało się tam (za zgodą MPWiK w Warszawie) przeprowadzenie po raz pierwszy w Polsce kompleksowych badań dotyczących przestrzenno-czasowej zmienności miejskiego pola opadowego, w ramach realizowanego w latach 2012–2015 projektu NCN 2011/03/B/ST10/06338 pt: „Przestrzenno-czasowa analiza i modelowanie miejskiego pola opadowego”. W konsekwencji unowocześniono i wzbogacono warsztat modelowania opadów w Polsce (o czym będzie mowa w dalszej części monografii). W trakcie prowadzonych badań pogłębiono także wiedzę dotyczącą instrumentarium monitoringu opadów. Było to możliwe nie tylko dzięki testom zainstalowanych już elektronicznych deszczomierzy wagowych, lecz także przez dodatkowe uzbrojenie poligonu warszawskiego w disdrometr laserowy. Ciągi pomiarowe uzyskane za pomocą deszczomierzy i disdrometru pozwoliły również przeprowadzić, opisaną w rozdz. 3, kalibrację sygnałów radarowych pochodzących z systemu POLRAD oraz ocenić ich potencjał stosowania w hydrologii miejskiej.

5. OPRACOWANIE HIETOGRAMÓW

5.1. Wprowadzenie

Hietogram opadu jest definiowany (jak już wspomiano w rozdz. 3) jako funkcja, najczęściej w postaci graficznej, opisująca czasowy przebieg opadów. Zainteresowanie hietogramami pojawiło się wraz z pierwszymi próbami przejścia od metod stacjonarnych obliczania kanalizacji, do metod niestacjonarnych symulacji ich działania w czasie spływu wód opadowych. Stało się to możliwe dzięki wdrożeniu komputerowych modeli hydrodynamicznych sieci kanalizacyjnych. Początkowo jednak, choćby z uwagi na ograniczenia szybkości obliczeniowej dostępnych komputerów, koncentrowano się wyłącznie na zamodelowaniu przepływów w sieci kanałów dla pojedynczych opadów. Do modelu transformacji odpływu wód opadowych w sieci kanałowej dołączano jedynie hydrologiczny model spływu powierzchniowego opisujący dopływ wód opadowych do węzłów sieci (studzienek, wpustów ulicznych) z obszaru zlewni, a oddziaływanie sieci kanalizacji deszczowej z odbiornikiem wód opadowych możliwe było do odwzorowania tylko za pomocą odpowiedniego warunku brzegowego na wylocie z sieci.

Opad wprowadzany do tej pierwszej generacji modeli hydrodynamicznych sieci kanalizacyjnej był hietogramem rzeczywistego, zarejestrowanego często jeszcze przez pluwiograf deszczu nawalnego lub sztucznym hietogramem hipotetycznego opadu, tzw. opadem modelowym, przyjętym przez inżyniera. Z czasem wraz z poprawą wydajności obliczeniowej komputerów, ale bez zbytnej komplikacji struktury modeli, możliwe stało się prowadzenie symulacji dla całych serii opadów nawalnych lub też grup opadów modelowych. Wyniki takich analiz można było już opracowywać statystycznie na potrzeby wyznaczenia na przykład częstości nadpiętrzeń w kanalizacji. W Polsce warsztat obliczenia częstości nadpiętrzeń kanalizacji deszczowej na bazie serii opadów nawalnych był demonstrowany przez Licznara i in. (2008a). Kilka lat później Licznar i in. (2012)

przeprowadzili podobną analizę częstości nadpiętrzeń, ale rozszerzoną o wpływ wysokich stanów wód odbiornika na pracę kanalizacji deszczowej, na specyficznym obszarze wyspy Dolnego Miasta w Gdańsku.

Całkiem nowym jakościowo podejściem do modelowania kanalizacji staje się współcześnie tzw. modelowanie zintegrowane. Pionierskie, pilotażowe wdrożenia modelowania zintegrowanego zostało zrealizowane w Polsce na poligonie podkrakowskiej strefy ekonomicznej (Licznar i in. 2013). W modelu tej klasy zintegrowane są ze sobą trzy modele: hydrologiczny cieków (odbiorników wód opadowych), hydrodynamiczny sieci kanalizacji deszczowej, hydrologiczny spływu powierzchniowego. Dwa pierwsze to modele 1-wymiarowe, a model spływu powierzchniowego to model 2-wymiarowy z dodatkowym parametrem napełnienia. Integracja modeli oznacza wzajemne sprzęgnięcie wszystkich ich trzech, dzięki czemu lepiej udaje się odwzorować naturalną dynamikę przepływów wody. Na przykład w symulacji przejścia fali powodziowej na cieku woda może wlewać się do systemu kanalizacji deszczowej. Podobnie wypływające ze studzienek kanalizacyjnych strumienie wód opadowych w stanach nadpiętrzenia kanalizacji deszczowej podlegają dalszej analizie – ich rozptył po powierzchni terenu jest symulowany przez model hydrologiczny spływu powierzchniowego. Symulacja ta obejmuje również powtórne wnikanie tych wód do podziemnej sieci kanalizacji deszczowej po ustaniu stanów jej nadpiętrzenia.

Wspomniana analiza przestrzenna wylań wód opadowych jest możliwa dzięki zastosowaniu coraz precyzyjniejszych modeli numerycznych terenu NMT. Warto przy tym zauważyć, że jeszcze do niedawna NMT znajdował większe zastosowanie w projektowaniu sieci kanalizacyjnych (Licznar 2006a; 2006b) niż jej modelowaniu. Dzisiaj już wizualizacja wylań na powierzchni terenu, uzyskiwana z modelu zintegrowanego, jest bardzo często prezentowana w całkiem nowej formie 3-wymiarowej animacji komputerowej, która lepiej przemawia do wyobraźni decydentów w zakresie inwestycji w systemy odwodnienia. W latach 2016–2017 modelowanie zintegrowane zostało po raz pierwszy wdrożone w Polsce w dużej skali w Bydgoszczy, w ramach przygotowania kompleksowej koncepcji przebudowy kanalizacji deszczowej i zwiększenia jej retencji pod kątem adaptacji do zmian klimatu.

Wprowadzenie modelowania zintegrowanego jest skokiem jakościowym, który zapewne wymusi aktualizację następującego zapisu w *Komentarzu do ATV-A118P* (Schmitt 2007): „[...] ponieważ odwzorowanie procesu wylania techniką modelowania spływu jest przy dzisiejszym stanie wiedzy niemożliwe, wprowadza się poniżej częstotliwość nadpiętrzenia jako kolejną wielkość wy-

miarującą, do obliczeń sprawdzających sieci kanalizacyjnych”. Być może docelowo wyeliminowane zostaną całkowicie obliczenia częstotliwości napiętrzenia sieci kanalizacji deszczowych i ogólnospławnych, a zastąpią je komputerowe symulacje wylań połączone z oszacowaniem ryzyka dla mieszkańców oraz estymacją kosztów potencjalnych strat. Dziś jeszcze zintegrowane modelowanie nie jest powszechne, bo wymaga korzystania z drogiego i skomplikowanego oprogramowania o wysokich wymaganiach co do wydajności obliczeniowej komputerów. Chociaż oprogramowanie to można uruchamiać na dobrej klasy komputerach PC, poniekąd powraca się do początku ery modelowania hydrodynamicznego. Obliczenia skomplikowanych systemów odwodnienia okazują się być czasochłonne, a uruchamiane symulacje są narażone na niestabilności numeryczne. W efekcie realna przestaje być symulacja odpływu z systemu odwodnienia dla dziesiątek lub nawet setek scenariuszy deszczy nawalnych. Skomplikowane symulacje na modelu zintegrowanym mogą być w praktyce przeprowadzone jedynie dla pewnych charakterystycznych opadów. Praktycznym zagadnieniem stają się zatem ponownie kwestie dotyczące doboru hietogramów prawidłowo odwzorowujących lokalne warunki opadowe.

5.2. Hietogramy wzorcowe

W modelowaniu hydrodynamicznym systemów odwodnienia uwzględnia się, co zostało powiedziane we Wprowadzeniu, dynamiczne zmiany natężeń deszczy, a służą w tym celu hietogramy pojedynczych zarejestrowanych opadów, serie rzeczywistych opadów lub hietogramy wzorcowe zwane też pluwiogramami wzorcowymi lub syntetycznymi czy też opadami modelowymi. Zakłada się, że opad modelowy, ewentualnie grupa takich sztucznych opadów, sporządzona dla różnych czasów trwania i prawdopodobieństw wystąpienia może być traktowana za wiarygodną podstawę do zasilania modelu w celu na przykład weryfikacji przepustowości analizowanej sieci kanalizacji deszczowej. Takie uproszczone podejście z końcem XX w. tłumaczyła jeszcze bardzo niska dostępność do cyfrowych zapisów opadów, bo na stacjach meteorologicznych dominowały wówczas pluwiografy. W przeciwieństwie do tego opady modelowe do zasilania modeli hydrodynamicznych inżynierowie mogli przygotowywać samodzielnie z wykorzystaniem dobrze im znanych modeli opadowych w postaci krzywych IDF lub DDF. Na ich podstawie po przyjęciu odpowiedniego prawdopodobieństwa wystąpienia szacowano całkowitą wysokość opadu syntetycznego czy też wysokości cząstkowe dla krótszych czasów. Tak estymowa-

ne wysokości opadów rozkładano następnie w czasie według przyjmowanej zwykle w sposób umowny deterministycznej dystrybucji.

Dla każdego, kto w praktyce stosował opady modelowe, jest oczywiste, że wynik modelowania hydrodynamicznego, rozumiany na przykład jako maksymalne przepływy i stany/wypełnienia w kanałach sieci, jest pochodną kształtu hietogramu wzorcowego. Nie dziwi więc to, że w wielu państwach różni badacze zgłaszali swoje własne propozycje kształtów hietogramów wzorcowych. Znane z literatury przedmiotu opady modelowe różnią się zatem wzajemnie i to nawet bardzo wyraźnie, co znajduje wytlumaczenie w tym, że naturalne opady mają unikalne i w zasadzie niepowtarzalne hietogramy, a ponadto każdy z autorów stosował swoją własną, często skrajnie uproszczoną metodykę ich opracowania.

Dobłą ilustracją tego mogą być nawet skromne polskie badania dotyczące opadów modelowych. Wśród nich należy wymienić Gruszecką (1984) i jej pionierskie opracowanie pluwiogramu syntetycznego dla Raciborza. Pluwiogram ten nie znalazł szerszego zastosowania w praktyce, a zastosowana metodyka budzi współcześnie wiele zastrzeżeń. W latach późniejszych zagadnienie opadu wzorcowego było już podejmowane nie tyle pod kątem hydrologii miejskiej, co raczej klasycznej hydrologii, a precyzyjniej mówiąc – transformacji fal wezbraniowych na małych niekontrolowanych ciekach górskich. Kupczyk i Suligowski (1997) opublikowali krzywe sumowe wysokości dla trzech typów opadów: konwekcyjnych (trwających do 1,5 h), frontalnych (o czasach od 2,5 do 7,5 h) i niżowych (o czasach dłuższych od 10,5 h). Sporządzili hietogramy wzorcowe dla stacji: Gdańsk, Toruń, Kielce i Wiśła reprezentujących różne rejony Polski. Przyjęta przez nich w opracowaniu metodyka może spotykać się z zarzutem subiektywności, gdyż na potrzeby analiz wybierano jedynie po dziesięć zdarzeń o zbliżonym natężeniu średnim dla każdego typu opadu i stacji.

W ostatnich latach badaniami nad hietogramami wzorcowymi zajął się Barszcz (2012), który przeanalizował znormalizowane rozkłady wysokości opadu w czasie trwania 71 zdarzeń opadowych zarejestrowanych przez trzy deszczomierze w zlewni Potoku Służewieckiego w Warszawie. Dowodził, że otrzymane znormalizowane rozkłady były zbliżone swoim kształtem do powszechnie stosowanych w hydrologii rozkładów DVWK (niem. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) i SCS Typ II (ang. Soil Conservation Service).

Przytoczone wyniki krajowych badań nad opadami modelowymi nie znalazły szerszego zastosowania w modelowaniu hydrodynamicznym systemów od-

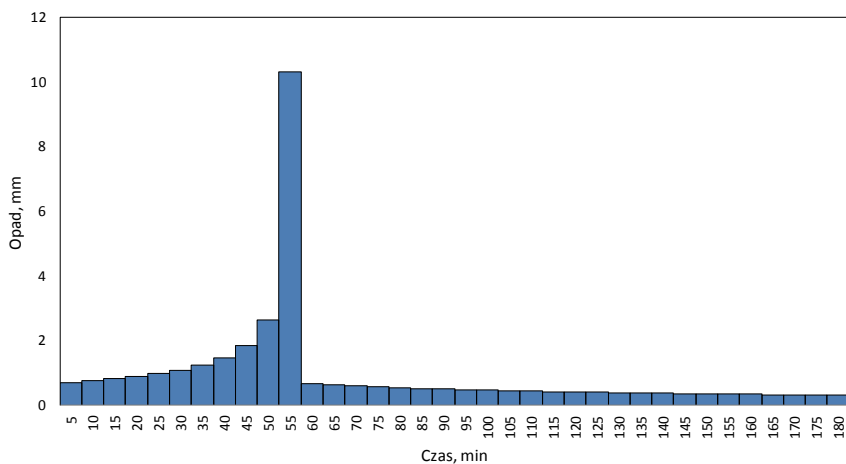
wodnienia w Polsce. Stało się tak z powodu słabości krajowego warsztatu opracowania hietogramów wzorcowych, a przede wszystkim w wyniku kompleksowej adaptacji warsztatu modelowania hydrodynamicznego z zagranicy, w tym przede wszystkim z Niemiec. Kluczowe w tym zakresie było przetłumaczenie na język polski przez Kotowskiego niemieckiego *Komentarza do ATV-A118P* (Schmitt 2007). Ta pozycja stanowi odniesienie nie tylko do wytycznej ATV-118, lecz także do europejskiej normy kanalizacyjnej PN-EN-752 (2008). Zapisy komentarza, dostępne w języku polskim, dodatkowo rozpowszechnione dzięki publikacji podręczników Kotowskiego (2015a; 2015b) dotyczących bezpiecznego projektowania/wymiarowania systemów kanalizacyjnych są powszechnie przyjmowaną wykładnią praktycznego modelowania hydrodynamicznego w Polsce.

Zgodnie z *Komentarzem do ATV-A118P* (Schmitt 2007) zalecanym typem obciążenia opadem do obliczeń sprawdzających istniejące systemy oraz weryfikacji częstości ich napiętrzenia jest opad modelowy Eulera (typu II) lub też grupa takich opadów modelowych. Ponadto hietogram wzorcowy Eulera (typu II) jest dopuszczany jako możliwe obciążenie opadem do obliczeń nowo projektowanych systemów oraz obliczania wariantów renowacji sieci kanalizacyjnej (Kotowski 2015a).

Konstrukcja deszczu modelowego Eulera (typu II) jest bardzo prosta. Rozpoczyna się od obliczenia fazowych wysokości opadów dla hierarchii czasów, począwszy od 5 min aż do czasu trwania hietogramu modelowego, który powinien zgodnie z rekomendacją *Komentarza* być dłuższy od dwukrotności czasu odpływu wód opadowych ze zlewni i zaokrąglony do krotności 5 min. Obliczone fazowe wysokości opadów różnicuje się w celu wyznaczenia przyrostów wysokości opadów, które układają się na wzorzec docelowego hietogramu. W tym celu wyznacza się chwilę czasową początku przedziału deszczu o najwyższej intensywności opadu na poziomie 0,3 czasu trwania opadu modelowego i zaokrągla do wielokrotności 5 min. Do tego przedziału dołącza się z lewej strony na osi czasu (t) następne przedziały o niższych natężeniach opadu, aż osiągnięta zostaje chwila czasowa $t = 0$. Na koniec pozostałe przedziały przyrostów wysokości opadu ustawia się na osi czasu z prawej strony w stosunku do przedziału szczytowego tak, że wypełniają one w sposób malejący okres do końca trwania opadu modelowego. Przykład hietogramu wzorcowego Eulera (typu II) przedstawiono na rys. 5.1.

Chociaż niekwestionowanym atutem opadu modelowego Eulera jest jego prostota, należy pamiętać, że jego opracowanie nie było poprzedzone kom-

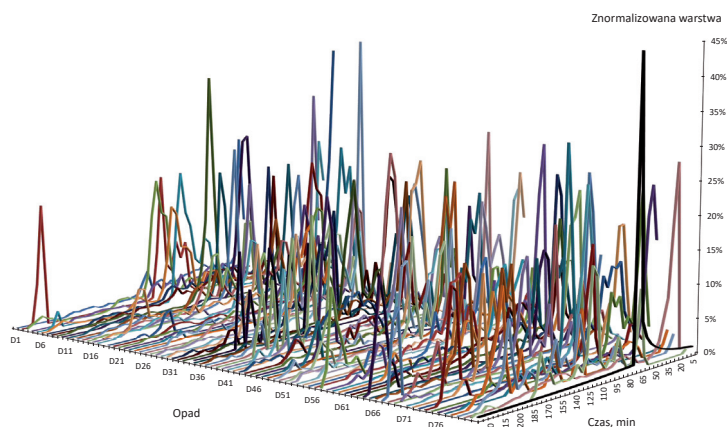
pleksową analizą statystyczną bogatego zbioru rzeczywistych zapisów pluwiograficznych. Model ten, jak wskazywał na to Theo Schmitt w prywatnej rozmowie z autorem w 2009 r., jest raczej zapisem pewnej ogólnej, uproszczonej inżynierskiej koncepcji hietogramu wzorcowego.



Rys. 5.1. Przykładowy opad modelowy Eulera (typu II) opracowany dla czasu trwania 180 min i prawdopodobieństwa $p = 10\%$ dla Warszawy na podstawie formuły natężeń deszczy miarodajnych autorstwa Błaszczyka ($C = 10$ lat)

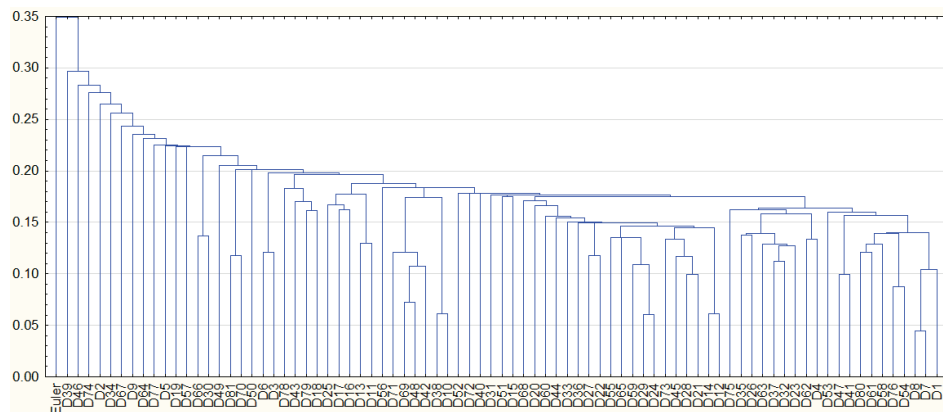
Mając to na uwadze, Licznar i Szelağ (2014) podjęli próbę weryfikacji zasadności stosowania opadu modelowego Eulera (typ II) w warunkach polskich. W swoich badaniach oparli się na rejestracjach opadów z sieci deszczomierzowej MPWiK w Warszawie. Ze zbioru rejestracji z 25 deszczomierzy zapisanych w okresie 114 tygodni wydzielili oni łącznie 669 opadów, kierując się przy tym standardowymi kryteriami zapisanymi w *Komentarzu do ATV-A118P* (Schmitt 2007). Oznaczało to przede wszystkim, że wydzielone opady miały wysokości co najmniej 10 mm i były oddzielone od innych opadów przerwą co najmniej 4 h. W przypadku każdego z wydzielonych hietogramów dokonano normalizacji wysokości opadu przez podzielenie wysokości opadów w kolejnych okresach czasu równych 5 min przez całkowitą wysokość opadu. Ponadto dokonano podziału wydzielonych opadów na podzbiory o wzrastających czasach trwania wyrażonych w minutach: [0–45], (45–60], (60–90], (90–120], (120–180], (180–240], (240–300], (300–360], (360–420]. Na koniec każdy z podzbiorów został uzupełniony o dodatkowy wzorzec opadu modelowego Eulera (typu II) opracowany na podstawie formuły Błaszczyka natężeń deszczy miarodajnych dla Warszawy.

W tak sporządzonych podzbiorach przeprowadzono analizę podobieństwa kształtów wydzielonych hietogramów zarejestrowanych opadów z hietogramem wzorcowym. Już we wstępnej analizie polegającej na porównaniu samych wykresów hietogramów, zaprezentowanej przykładowo na rys. 5.2 dla opadów o czasach trwania w przedziale od 180 do 240 min, wykazano, że we wszystkich podzbiorach rzeczywiste opady mają silnie zróżnicowane hietogramy, które rzadko są zbliżone do hietogramu wzorcowego Eulera (typu II) o pojedynczym bardzo ostrym pikie w początkowej fazie opadu.



Rys. 5.2. Kształty wydzielonych hietogramów dla 82 opadów z Warszawy o czasach trwania od 180 do 240 min włącznie; na pierwszym planie przedstawiony jest przebieg czasowy opadu modelowego Eulera typu II dla czasu 240 min (Licznar i Szelağ 2014)

W celu obiektywizacji analizy podobieństwa wydzielonych hietogramów względem opadu modelowego Eulera (typ II) Licznar i Szelağ (2015) zaproponowali zastosowanie metody analizy skupień. Przeprowadzono ją w wariancie z użyciem metryki odległości euklidesowej i popularnej metody pojedynczego wiązania (zwanej też metodą najbliższego sąsiedztwa). Wymienione metody są charakteryzowane szerzej w podrozdz. 5.3. Cechą charakterystyczną dendrogramów otrzymywanych w rezultacie analizy skupień w zastosowanym wariancie jest to, że obiekty podobne łączą się w ciągi i tworzą skupienia, a finalnie – skupienia układają się w charakterystyczne „łańcuchy”. Jak widać to wyraźnie na przykładzie dendrogramu na rys. 5.3, „łańcuchy” nie formują się, a jeśli już, to na bardzo wysokim poziomie odległości wiązania. Na dodatek opad modelowy Eulera (typ II) jest ostatnim ogniwem w takim łańcuchu, a więc najmniej podobnym do wszystkich pozostałych opadów.



Rys. 5.3. Dendrogram uzyskany dla opadów o całkowitych czasach trwania od 180 do 240 min; na osi pionowej dendrogramu zaznaczono odległość wiązania obliczoną zgodnie z miarą euklidesową, a na osi poziomej – numery kolejnych opadów (Licznar i Szelaąg 2016)

Na podstawie analogicznych obserwacji poczynionych także dla pozostałych podzbiorów opadów o innych czasach trwania Licznar i Szelaąg (2016) wnioskowali, że opady rejestrowane w Warszawie nawet o zbliżonych czasach trwania mają wyraźnie różniące się hietogramy. Pojedyncze przypadki podobnych opadów zdarzają się bardzo rzadko i dotyczą zazwyczaj opadów o najkrótszych czasach trwania, rejestrowanych na pobliskich deszczomierzach w tych samych terminach. Nawet wówczas nie stwierdza się przypadków identycznej zgodności hietogramów. Hietogram opadu modelowego Eulera (typ II) nie jest spójny tym samym z kształtami hietogramów opadów rzeczywistych. Zwłaszcza dla opadów o czasie trwania dłuższym od 180 min stosowanie opadu modelowego Eulera (typ II) jest nieuzasadnione, gdyż silnie odstaje on od hietogramów rzeczywiście zarejestrowanych opadów w Warszawie w badanym okresie.

Niedopasowanie opadu modelowego Eulera (typ II) do obserwowanych w Polsce hietogramów rzeczywistych opadów, wykazane przez Licznara i Szelaąga (2016) na poligonie warszawskiej sieci deszczomierzowej, skłania do poszukiwania alternatywnych opadów modelowych. Hietogramy te powinny opisywać poprawnie dynamikę czasową lokalnych opadów na akceptowalnym poziomie generalizacji i stanowić wiarygodną podstawę do zasilania modeli hydrodynamicznych w Polsce.

Opracowanie wiarygodnych lokalnych hietogramów wzorcowych wymaga dostępu do bazy opadowej złożonej z wieloletnich rejestracji z sieci deszczomierzy na terenie całej Polski oraz metodyki identyfikacji rozkładów opisują-

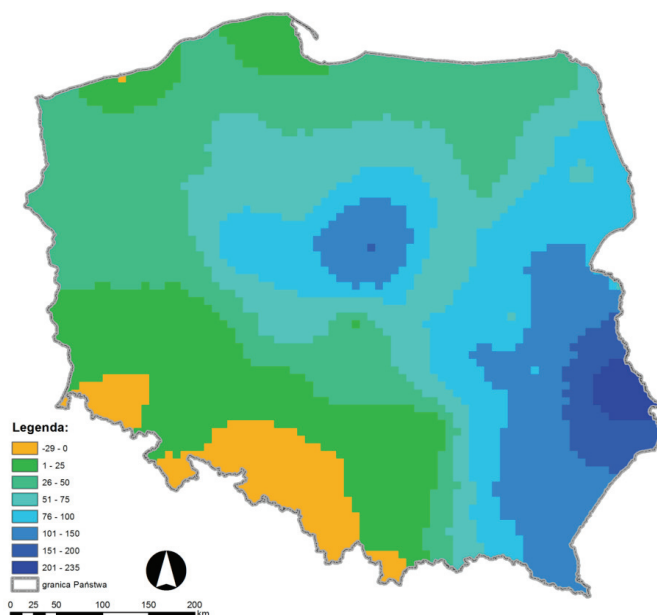
cych czasowy przebieg opadów. Dostęp do bogatej, cyfrowej bazy opadów stał się możliwy w wyniku realizacji projektu Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów PANDa opisywanego w podrozdz. 5.3. Propozycja kompleksowej metodyki analizy rozkładów czasowych opadów i identyfikacji kształtów klasyfikowanych hietogramów wzorcowych została natomiast zaproponowana przez Licznara i in. (2017a) i zaprezentowano ją w podrozdz. 5.4.

5.3. Polski Atlas Natężeń Deszczów PANDa

Ogólnopolskie modele opadowe (modele natężeń, względnie wysokości deszczy miarodajnych), omówione w rozdz. 2, to znaczy formuły Błaszyka, Suligowskiego oraz Bogdanowicz i Stachýego zostały opracowane na podstawie przestarzałych już zbiorów obserwacji opadów i przy użyciu niespójnego wzajemnie warsztatu statystycznego. Poza wzorem Błaszczyka dwa pozostałe – nowsze modele nie cieszyły się popularnością wśród inżynierów sanitarnych, co wynikało głównie z tego, że informacje o tych modelach pojawiały się tylko w monografiach o niskich nakładach. Model Bogdanowicz i Stachýego zaistniał w obszarze projektowania kanalizacji dopiero dzięki jego przytoczeniu w podręczniku Błazejewskiego (2003). Niezależnie do stosowania nowszych modeli opadowych zniechęcała inżynierów również ich bardziej skomplikowana forma zależności obliczeniowych i konieczność odczytu zestawu lokalnych parametrów modeli z mało czytelnych map.

Barierę dostępności do nowszych, bardziej skomplikowanych ogólnopolskich modeli opadowych usunięto dzięki implementacji elektronicznego kalkulatora natężeń deszczy miarodajnych na specjalistycznym portalu poświęconym wodom opadowym: www.retencja.pl. Kalkulator oblicza natężenia deszczy miarodajnych dla zdefiniowanych lokalizacji (wszystkich miast Polski), czasów trwania i prawdopodobieństw na podstawie trzech modeli: Błaszczyka, Bogdanowicz i Stachýego oraz Suligowskiego (Licznar i in. 2015b). Wzajemne porównanie natężeń deszczy miarodajnych według różnych formuł dla tych samych czasów trwania i prawdopodobieństw wykazało skrajne zróżnicowanie ich wartości. Na rysunku 5.4 i 5.5 zaprezentowano przykładowe rozkłady różnic w wartościach natężeń deszczy miarodajnych, dla czasu trwania $t = 15$ min i prawdopodobieństwa $p = 10\%$, obliczanych według modeli Bogdanowicz i Stachýego, a także Suligowskiego w odniesieniu do referencyjnych wartości obliczonych z wzoru Błaszczyka. Tak diametralne różnice znajdują swoje bezpośrednie prze-

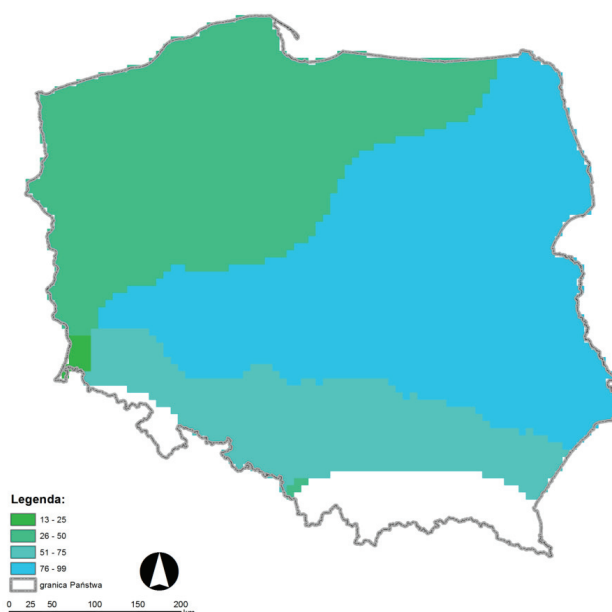
łożenie w niepewności wymiarowania systemów odprowadzania wód deszczowych. Zagadnienie to było przedmiotem bardziej szczegółowych studiów w kontekście wymiarowania zbiorników retencyjnych wód opadowych. W pracy Licznara i in. (2017b) wykazano, że decyzja o przyjęciu konkretnego modelu opadowego przez inżyniera determinuje wynik obliczeń niezbędnej objętości zbiornika retencyjnego, a rozbieżność uzyskiwanych wyników wielokrotnie przewyższa margines bezpieczeństwa zapisany w samej metodyce obliczeniowej. Otrzymane wyniki dowodzą konieczności aktualizacji i standaryzacji krajowych wytycznych dotyczących przyjmowania natężeń deszczy miarodajnych do projektowania.



Rys. 5.4. Różnice w wartościach natężeń deszczy miarodajnych o czasie trwania $t = 15$ min i prawdopodobieństwie $p = 10\%$ ($C = 10$ lat) wyznaczone na podstawie formuły Suligowskiego oraz formuły Błaszczki dla siatki o rozdzielczości 8,45 km na 8,45 km; różnice wyznaczonych natężeń deszczy wyrażono w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ (Licznar i in. 2015b)

Konieczność opracowania nowego ogólnopolskiego atlasu natężeń deszczy miarodajnych wynika także z postępu, jaki miał miejsce w zakresie metodyki opracowywania modeli opadowych w ostatnich latach. Postęp ten zarysował się najwyraźniej w skali kraju na poligonie Wrocławia. W Obserwatorium Agrometeorologii Wrocław-Swojec (ówczesnej Akademii Rolniczej we Wro-

clawiu) w sposób systematyczny prowadzono obserwacje pluwiograficzne. Zgromadzony wieloletni materiał obserwacyjny stał się inspiracją do opracowania i wdrożenia przez Licznara (2001) pionierskiej w skali kraju metody zautomatyzowanej digitalizacji pasków pluwiograficznych do formatu cyfrowego. Metodę początkowo wdrożono jedynie dla wybranych zapisów opadów, tzw. deszczy erozyjnych o wysokich wydajnościach (powyżej 12,7 mm) i względnie wysokich natężeniach chwilowych (6,35 mm / 15 min), w procesie obliczania wskaźnika erozyjności deszczy R do modelu prognozowania erozji wodnej USLE dla stacji Wrocław-Swojec (Licznar 2003; Licznar i Rojek 2001). Dysponowanie cyfrową formą zapisu chwilowych natężeń deszczy było bardzo istotne, gdyż pozwoliło na automatyczne obliczanie energii kinetycznej strumienia deszczu i szybką identyfikację charakterystycznych maksymalnych natężeń deszczy dla czasów trwania 15 i 30 min.



Rys. 5.5. Różnice w wartościach natężeń deszczy miarodajnych o czasie trwania $t = 15$ min i prawdopodobieństwie $p = 10\%$ ($C = 10$ lat) wyznaczone na podstawie formuły Bogdanowicz i Stachyego oraz formuły Błaszczyka dla siatki o rozdzielczości 8,45 km na 8,45 km; różnice wyznaczonych natężeń deszczy wyrażono w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ (Licznar i in. 2015b)

Później proces digitalizacji został rozszerzony o wszystkie pozostałe mniejsze opady, przez co możliwe było pełne odtworzenie szeregów czasowych opa-

dów w formacie cyfrowym. Na tej podstawie Licznar i Łomotowski (2005a; 2005b) opracowali alternatywne modele natężeń deszczy miarodajnych bazujące na średnich natężeniach opadów oraz ich maksymalnych natężeniach chwilowych (fazowych) wyszukiwanych po raz pierwszy w kraju z cyfrowych zapisów z użyciem specjalnie przygotowanego oprogramowania komputerowego. W efekcie tego wykazano wyraźne zaniżanie natężeń deszczy miarodajnych w przypadku uwzględniania jedynie natężeń średnich opadów. Obserwacja ta pozostaje bardzo istotna w kontekście nadal powszechnego użycia modelu Błaszczyka (1954). Jak przypuszczali Licznar i Łomotowski (2005a; 2005b), a co potwierdza Węgłarczyk (2013), model Błaszczyka powstał na podstawie tylko uogólnionej informacji o całkowitych czasach trwania i wysokościach opadu (natężeniach średnich), a nie maksymalnych przedziałowych natężeniach deszczy dla różnych czasów trwania. Co za tym idzie, model ten zapewne jest obciążony tendencją do zaniżania wartości natężeń chwilowych opadów – zwłaszcza o krótkich czasach trwania, a to kolejny argument podważający zasadność stosowania go w hydrologii miejskiej, nawet na obszarze samej Warszawy.

Badania Licznara i Łomotowskiego (2005a; 2005b) dowiodły konieczności korzystania w przyszłości z szeregów opadowych w formacie cyfrowym i ich wspomaganego komputerowo dalszego przetwarzania w celu identyfikacji rzeczywistych maksymalnych natężeń deszczy. Mając to na uwadze, rozszerzono jeszcze prace nad digitalizacją szeregów opadowych ze stacji Wrocław-Swojec – otrzymano ostatecznie 38-letni zbiór 5-minutowych pseudoszeregów czasowych z okresu 1962–2004. Pierwsza tak bogata cyfrowa baza danych opadowych dla pojedynczego deszczomierza w Polsce pozwoliła na podjęcie pionierskich w skali kraju analiz szeregów opadowych z wykorzystaniem warsztatu teorii multifraktali i tworzenia modeli generatorów syntetycznych szeregów opadowych na bazie teorii kaskad losowych (Licznar 2009a). Zagadnienia te omówiono szczegółowo w rozdz. 6 i 7 monografii.

W tym samym czasie istotnym rozwinięciem idei wprzęgnięcia technologii obliczeń komputerowych do opracowywania modeli opadowych stały się badania zrealizowane na Politechnice Wrocławskiej przez Kotowskiego i in. (2010). Na podstawie analizy rejestracji opadów ze stacji Wrocław-Strachowice (1960–2009) zaproponowali oni budowę probabilistycznych modeli wysokości deszczy miarodajnych na drodze dopasowania do rozkładów empirycznych maksymalnych opadów fazowych, odpowiednich teoretycznych funkcji rozkładów prawdopodobieństwa, z przetestowaniem możliwości zastosowania rozkładów: Fishera–Tippetta typu I_{\max} , Fishera–Tippetta typu III_{\min} , logarytmiczno-normalnego oraz Pearsona

typu III. W ten sposób oprócz modeli fizykalnych natężeń deszczy możliwe stało się stosowanie do wymiarowania kanalizacji modeli opadowych pozwalających na estymację wysokości miarodajnych opadów jako kwantyli dobranych uprzednio i sparametryzowanych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa (najczęściej klasy rozkładów ekstremalnych).

Zauważone ryzyka w projektowaniu systemów odwodnienia wynikające z braku aktualnego atlasu natężeń deszczy miarodajnych dla Polski (analogicznego do atlasu KOSTRA w Niemczech) oraz możliwości wykorzystania nowego warsztatu przy jego opracowaniu skłoniły firmę Retencjapl Sp. z o.o., właściciela portalu www.retencja.pl w porozumieniu z Instytutem Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy do wystąpienia do Narodowego Centrum Badań i Rozwoju z wnioskiem o dofinansowanie projektu pt: „Opracowanie i wdrożenie Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa)”. Wniosek został pozytywnie oceniony i zakwalifikowany do finansowania w ramach osi priorytetowej: Wsparcie prowadzenia prac B+R przez przedsiębiorstwa, działanie: Projekty B+R przedsiębiorstw, poddziałanie: Badania przemysłowe i prace rozwojowe realizowane przez przedsiębiorstwa. Projekt wpisuje się w ramy Krajowej Inteligentnej Specjalizacji KIS 12 – Innowacyjne technologie przetwarzania i odzyskiwania wody oraz zmniejszające jej zużycie.

W ramach realizacji projektu PANDa (jego pierwszego etapu) opracowana została już ogólnopolska cyfrowa baza szeregów opadowych (z okresu 1986–2015). Baza składa się ze zdigitalizowanych archiwalnych zapisów pluwiograficznych oraz późniejszych rejestracji z elektronicznych deszczomierzy (RG-50 SEBA działających na stacjach synoptycznych oraz Met One Instruments 60030 i 60030H – na stacjach niższego rzędu IMGW-PIB). Zgromadzone i przekonwertowane do postaci 1-minutowych pseudoszeregów czasowych rejestracje opadów pochodzą z sieci łącznie 100 deszczomierzy – ich rozmieszczenie na obszarze Polski zaprezentowano na rys. 5.6. Przyjęty zbiór analizowanych deszczomierzy jest kompromisem między potrzebą jak najlepszego opisu zmienności lokalnych warunków opadowych a dostępnością długoletnich rejestracji opadów z ostatniego 30-lecia. Warto jednak zauważyć, że baza zapewnia praktycznie przestrzenne pokrycie całego kraju, a ponadto na południu, w obszarze Sudetów i Karpat zwiększono gęstość analizowanych stacji w celu lepszego uchwycenia efektu orograficznego. Atlas PANDa będzie bowiem docelowo obejmował cały obszar Polski, w tym także obszary górskie, wyłączone z opracowania autorstwa Bogdanowicz i Stachýego (1998).



Rys. 5.6. Stacje opadowe wybrane do opracowania ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych projektu PANDA

Realizowany drugi etap PANDa to identyfikacja i weryfikacja maksymalnych fazowych wysokości opadów o czasach trwania: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080 i 1440 min, a następnie opracowanie na ich podstawie lokalnych modeli opadowych. Maksymalne wysokości opadów są wyszukiwane w zautomatyzowany sposób z użyciem wcześniej opracowanych aplikacji komputerowych. Wydzielanie serii niezależnych maksymalnych fazowych intensywności i natężeń deszczy jest realizowane dzięki scharakteryzowanym w rozdz. 2 metodom maksimów rocznych i serii największych wartości. Stosuje się także metodę przewyższeń (PD – *partial duration*, POT – *peak over threshold*), która może być postrzegana jako rozszerzenie metody serii największych wartości, gdyż zakłada wyszukanie wszystkich maksymalnych opadów (o maksymalnym natężeniu fazowym) przekraczających pewien ustalony poziom. Metoda POT była stosowana w najnowszych pracach nad modelami opadowymi realizowanymi przez Kottowskiego i in. (2010).

Szeregi rozdzielcze zidentyfikowanych maksymalnych fazowych natężeń deszczy są weryfikowane dodatkowo z wykorzystaniem niezależnych zapisów synoptycznych i konfrontowane z rejestracjami opadów z sieci deszczomierzy Hellmanna (sumy dobowe opadów) oraz z sieci radarowej POLRAD. Po przeprowadzonej weryfikacji szeregi stanowią podstawę do opracowania dla wszystkich 100 wybranych deszczomierzy modeli fizykalnych i modeli probabilistycznych opartych na dopasowaniu teoretycznych funkcji rozkładów prawdopodobieństwa. Aktualnie trwają prace mające na celu identyfikację optymalnych form modeli fizykalnych oraz typów teoretycznych funkcji rozkładów prawdopodobieństwa do opisu wydzielanych maksymalnych natężeń opadów miarodajnych.

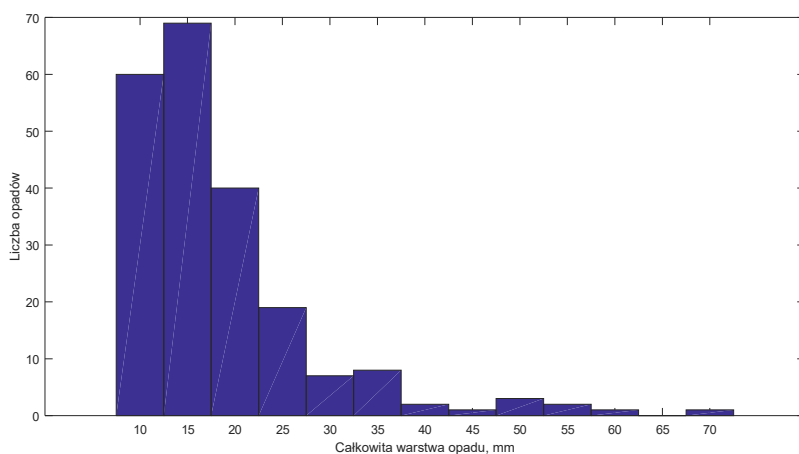
W etapie trzecim projektu PANDa planuje się opracowanie geostatystyczne wyników pochodzących z etapu drugiego, czego efektem ma być oszacowanie maksymalnych wartości natężeń opadów o różnych czasach trwania i prawdopodobieństwach, a także ich modeli dla wszystkich miast Polski i wszystkich obszarów rastra powstałych po nałożeniu na mapę kraju regularnej siatki kwadratowej o jednostkowej powierzchni $71,5 \text{ km}^2$. W końcowym – czwartym etapie projektu zakłada się jego demonstrację polegającą na udostępnieniu atlasu PANDa w formie elektronicznej w postaci aplikacji komputerowej oraz na portalu www.retencja.pl.

5.4. Klasyfikowane hietogramy wzorcowe

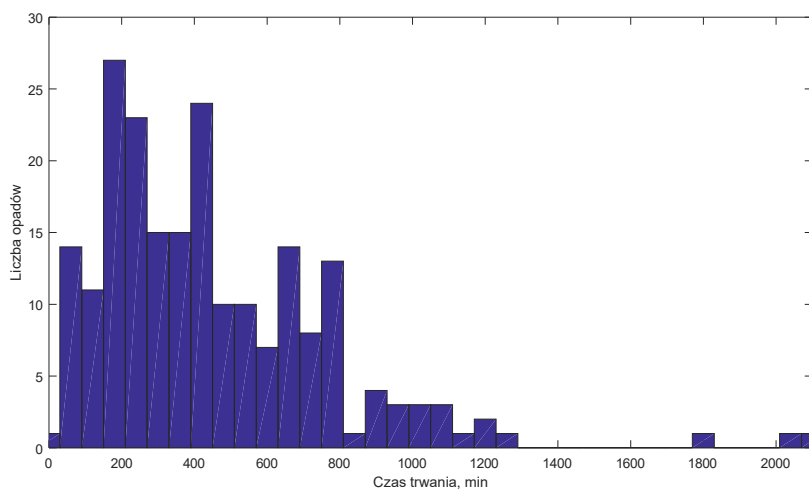
Licznar i in. (2017a) przedstawili nową oryginalną metodykę identyfikacji lokalnych hietogramów wzorcowych. Została ona opracowana z myślą o implementacji do cyfrowych baz danych opadowych. W dalszej części monografii zilustrowano ją na przykładzie cyfrowej bazy szeregów czasowych 1-minutowych wysokości opadów (z okresu 1986–2015) dla jednego z deszczomierzy, opracowanej i zweryfikowanej w ramach realizacji pierwszego etapu projektu PANDa. Dane z lat 1986–2005 odczytano z dostępnych pasków pluwiograficznych, które obejmowały zwykle miesiące o dodatnich temperaturach – czyli od kwietnia do października, kiedy możliwa była eksploatacja pluwiografu. Od roku 2006 dysponowano całorocznymi rejestracjami opadów wykonywanymi elektronicznym deszczomierzem typu korytkowego.

Z dostępnych cyfrowych szeregów opadowych wydzielono opady nawalne według standardowych kryteriów zawartych w wytycznej ATV-A118P (Schmitt 2007). Za graniczną minimalną wartość sumarycznej wysokości opadów nawal-

nych przyjęto 10 mm, a za minimalny odstęp czasu między pojedynczymi opadami – przynajmniej 4 h. Aby przedział uchodził za część zdarzenia opadowego ze względu na czas trwania i wysokość opadu, podczas rozgraniczania opadów w stosunku do okresów bezdeszczowych przyjęto ponadto minimalną wartość wysokości opadu równą 0,1 mm w ciągu 5 min. W efekcie z szeregów opadowych wydzielono łącznie 213 intensywnych deszczy, co odpowiadało liczebności ich występowania na poziomie ok. 7 opadów w roku. Wydzielone opady charakteryzowały się zróżnicowanymi przebiegami czasowymi i wartościami całkowitych wysokości i czasów trwania, które wahały się odpowiednio w za-



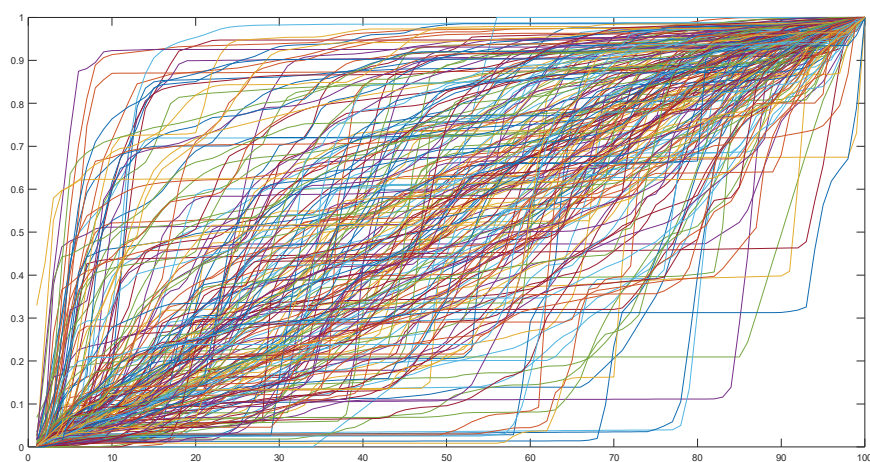
Rys. 5.7. Histogram całkowitych wysokości 213 wydzielonych opadów nawałnych



Rys. 5.8. Histogram czasów trwania 213 wydzielonych opadów nawałnych

kresach od 10,0 do 68,7 mm i od 27 do 2088 min. Rozkłady całkowitych wysokości wydzielonych opadów nawałnych i ich czasów trwania przedstawiono na rys. 5.7 i 5.8. Na ich podstawie można jedynie wnioskować, że przeważały opady o wysokościach ok. 15 mm i czasach trwania od 200 do 400 min.

W celu dalszej analizy wydzielonych opadów nawałnych o różnych wysokościach i czasach trwania ich skumulowane hietogramy poddano zabiegowi podwójnej normalizacji. Tak, jak zaproponował Licznar i in. (2017a), czasy trwania i wysokości skumulowanych hietogramów podano normalizacji do bezwymiarowego przedziału od 0 do 100% w przypadku czasu trwania i od 0 do 1 – wysokości opadu (rys. 5.9).



Rys. 5.9. Podwójnie znormalizowane skumulowane hietogramy 213 wydzielonych opadów nawałnych; na osi pionowej można odczytać przyrost wysokości opadu znormalizowany do zakresu od 0 do 1, a na osi poziomej – przyrost czasu trwania opadu znormalizowany do zakresu od 0 do 100%

Finalny i najważniejszy etap opracowania opadów modelowych opierał się na wykorzystaniu algorytmów analizy skupień. Celem stosowania analizy skupień jest rozdzielenie zbioru obiektów do pewnej liczby ich grup charakteryzujących się swoistymi cechami. Co istotne, uzyskiwane grupy obejmują podzbiory badanej populacji spełniające warunki ich rozłączności i zupełności (Larose 2005). Algorytmy analizy skupień zastosowano do podziału zbioru 213 podwójnie znormalizowanych skumulowanych hietogramów opadów nawałnych na nieustaloną i ustaloną a priori liczbę grup. Zaimplementowano w tym celu odpowiednio hierarchiczną metodę aglomeracji oraz metodę niehierarchiczną grupowania k -średnich.

W metodach aglomeracyjnych zakłada się początkowo, że każdy obiekt jest odrębnym skupieniem. W wyniku ich zastosowania najbliższe sobie obiekty (a więc najbardziej podobne) grupują się w nowe skupienia, łączą obiekty i skupienia powstałe na wcześniejszych etapach aż do uzyskania jednej grupy nadrzędnej. Konieczne jest przy tym zdefiniowanie miary odległości między obiektami i powstającymi skupieniami oraz zasady wiązania określającej, kiedy dwa skupienia są dostatecznie podobne, aby można je było połączyć. W analizach stosowano standardowe i uznawane za najbardziej naturalne metryki odległości – euklidesową i kwadratu odległości euklidesowej. Metryka odległości euklidesowej $d(x, y)$ obiektów x i y jest zdefiniowana zależnością (Larose 2005)

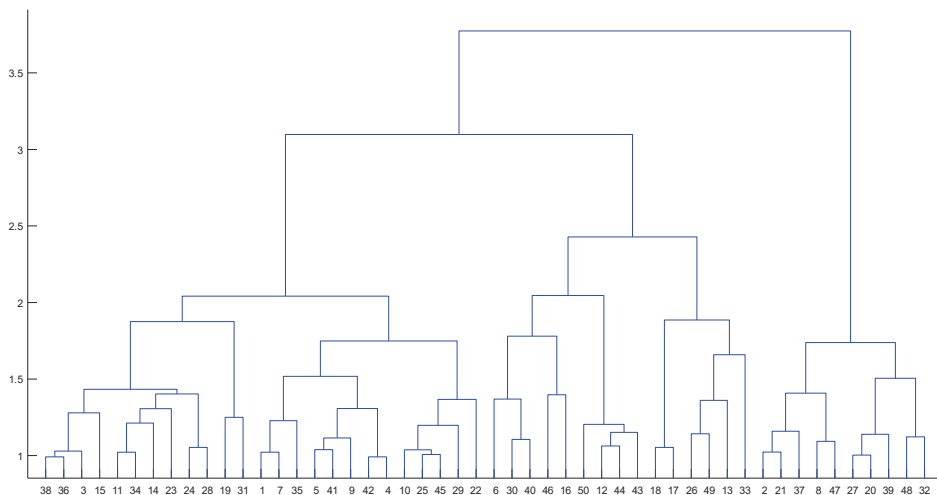
$$d(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^p (x_i - y_i)^2}, \quad (5.1)$$

w której $x = (x_1, \dots, x_p)$, $y = (y_1, \dots, y_p)$ – wektory zbioru danych.

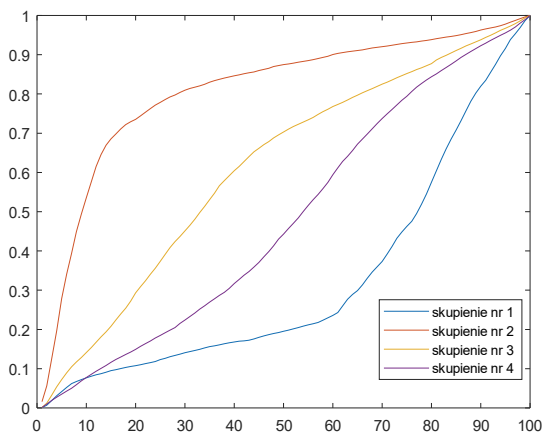
W analizach zbioru wydzielonych opadów wykorzystano z metody pojedynczego wiązania (ang. *single linkage method*), nazywanej również metodą najbliższego sąsiedztwa, gdyż odległość między dwoma skupieniami jest określana przez odległość między dwoma najbliższymi sąsiadami należącymi do różnych skupień. Otrzymywane w efekcie dendrogramy są graficzną ilustracją struktury zbioru obiektów ze względu na zmniejszające się podobieństwo między jego elementami (a więc wzrastające odległości wiązania). W prowadzonych badaniach liczba skupień została przyjęta na podstawie analizy dendrogramu uzyskanego uprzednio w wyniku hierarchicznej metody aglomeracji. W ten sposób otrzymywano ostatecznie nie tylko przyporządkowanie konkretnych analizowanych opadów do przyjętych skupień, lecz także wykresy uśrednionych hietogramów skumulowanych opadów. Na podstawie uśrednionych wykresów znormalizowanych hietogramów skumulowanych opracowano w celu ich praktycznego wykorzystania w modelowaniu i projektowaniu systemów odwodnienia wzorcowe hietogramy opadów znormalizowanych.

Wynik przeprowadzonej aglomeracji zbioru wydzielonych opadów przedstawiono na rys. 5.10. Otrzymany dendrogram wskazuje na sąsiedztwo (a więc podobieństwo kształtów) w zbiorze 213 znormalizowanych hietogramów. Na jego podstawie i przy przyjętym granicznym poziomie odległości wiązania równym ok. 2,2 można wnioskować o istnieniu czterech różnych grup klastrów opadów o podobnych przebiegach hietogramów w obrębie klastra. Dlatego przechodząc do grupowania metodą k -średnich, przyjęto liczbę skupień $k = 4$.

Wykresy uśrednionych hietogramów skumulowanych opadów nawaalnych dla czterech skupień wydzielonych metodą k -średnich przedstawiono na rys. 5.11. Dla każdego ze skupień ustalono także jego udział procentowy w łącznym zbiorze 213



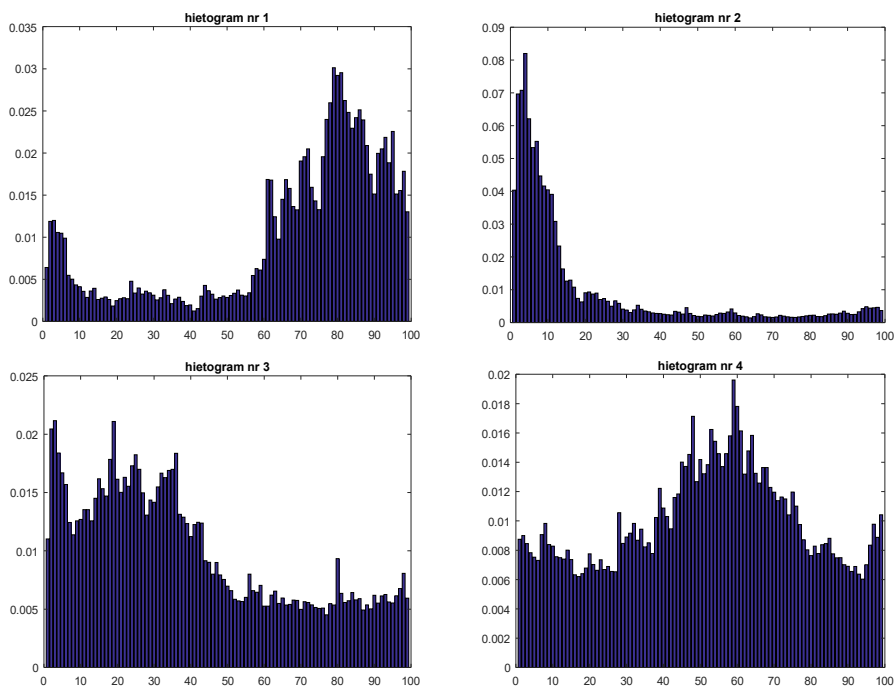
Rys. 5.10. Wynik aglomeracji zbioru wydzielonych opadów nawaalnych w postaci dendrogramu; na osi y widoczne są odległości wiązania dla poszczególnych opadów i grup opadów, w celu poprawy czytelności niektóre z gałęzi dendrogramu reprezentują podgrupy hietogramów



Rys. 5.11. Uśrednione hietogramy skumulowanych opadów nawaalnych dla czterech skupień wydzielonych metodą k -średnich; na osi pionowej przedstawiono przyrost wysokości opadu znormalizowany do zakresu od 0 do 1, a na osi poziomej – przyrost czasu trwania opadu znormalizowany do zakresu od 0 do 100%

opadów nawaalnych, będący miarą częstości występowania opadów nawaalnych o podobnym typie kształtu hietogramu. Najbardziej licznym skupieniem jest skupienie typu 4, obejmujące 37% całego zbioru. Bardzo liczne jest też skupienie typu 3 (31,5%). Skupienia typu 1 i 2 mają zbliżony i znacznie niższy udział procentowy w całości zbioru – wynoszący odpowiednio 15,5 i 16%.

W gronie czterech wydzielonych opadów wzorcowych (rys. 5.12) tylko model typu 2 był podobny do modelu Eulera (typu II). Hietogram ten miał dosyć ostry pik porównywalny z występującym w modelu Eulera, ale jego umiejscowienie było wyraźnie przesunięte ku początkowej fazie deszczu (por. rys. 5.1). Jednocześnie ten typ opadu wzorcowego wykazywał podobieństwo tylko do 16% wydzielonych opadów. Potwierdza to obserwacje Licznara i Szeląga (2016) o rzadkim występowaniu w naturze opadów o kształcie zgodnym z niemieckim wzorcem opadu modelowego. Dzięki uzyskanym wynikom można wnioskować o potrzebie zasilania modeli hydrodynamicznych w pewnych typach analiz inżynierskich także innymi opadami wzorcowymi, których prawdopodobieństwo występowania jest wyższe. W analizowanym przypadku są to opady modelowe



Rys. 5.12. Cztery wydzielone typy hietogramów wzorcowych; na osi pionowej zaprezentowano chwilowe wysokości opadu znormalizowane do zakresu od 0 do 1, a na osi poziomej – przyrosty czasu trwania opadu znormalizowane do zakresu od 0 do 100%

typu 4 i 3 (o wyraźnie łagodniejszym zróżnicowaniu natężeń chwilowych opadów) odpowiadających przebiegowi czasowemu ok. 68,5% intensywnych deszczy. Warto przy tym pamiętać, że Kotowski (2015b) w swoich badaniach wykazał, że maksymalne objętości zbiornika retencyjnego wyznaczone na podstawie symulacji hydrodynamicznych mogą być wyższe w przypadku stosowania modelu blokowego opadu niż opadu modelowego Eulera.

6. WŁASNOŚCI FRAKTALNE I MULTIFRAKTALNE SZEREGÓW OPADOWYCH

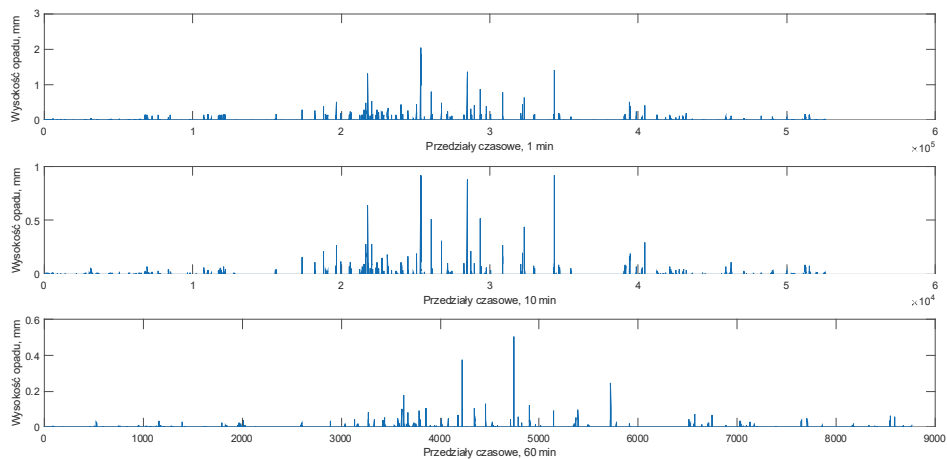
6.1. Istota zagadnienia

Prezentowany w rozdz. 2 i 5 warsztat deszczu miarodajnego (krzywych IDF i DDF) oraz opadu modelowego (hietogramu wzorcowego), chociaż bardzo przydatny i powszechny w praktyce inżynierskiej wymiarowania systemów odwodnienia, nie spełnia wszystkich wyzwań współczesności. Pozwala on na wiarygodne oszacowanie wielkości opadu (wysokości opadu miarodajnego) i jego uproszczonego, prawdopodobnego rozkładu w czasie. Brakującym ogniwem jest zamodelowanie nieciągłości opadu. Z praktyki eksploatacji dużych systemów – zwłaszcza z użyciem zaawansowanych technik RTC (opisywanych w rozdz. 4) wynika, że następstwo czasowe impulsów opadowych ma często determinujący wpływ na występowanie powodzi miejskich, podtopień i przelewów burzowych na kanalizacji ogólnospławnej.

Pełne zamodelowanie nieciągłości i zmienności natężeń chwilowych dla całych szeregów opadowych jest zagadnieniem trudnym, wymagającym nie tylko dostępu do danych pomiarowych, lecz także zastosowania całkiem nowego warsztatu. Jeszcze do niedawna problem dostępu do wiarygodnych szeregów opadowych w wysokiej rozdzielczości był czynnikiem zniechęcającym do podejmowania badań w tym kierunku. Dziś już – w świetle stanu instrumentarium monitoringu opadów atmosferycznych (przedstawionego w rozdz. 3) dostęp do szeregów opadowych w rozdzielczości pojedynczych minut, a nawet dziesiątek sekund staje się powszechny. W zakresie samego warsztatu badawczego natomiast to bliskie powinowactwo między turbulencją atmosfery a opadami skłania do stosowania w opisie szeregów opadowych reguł geometrii fraktalnej i multifraktalnej, a do modelowania szeregów opadowych teorii multiplikatywnych kaskad losowych. W rozdziale 6 zdemonstrowano potencjał wykorzystania metod analiz fraktalnych i multifrak-

talnych do opisu złożonych, wielkoskalowych struktur szeregów czasowych natężeń opadów.

Na rysunku 6.1 zostały przedstawione przykładowe wykresy szeregu opadowego zarejestrowanego w roku 2009 przez deszczomierz R15 w Warszawie (jeden z 25 deszczomierzy sieci MPWiK w Warszawie). Wykresy sporządzono dla oryginalnej rozdzielczości czasowej rejestracji elektronicznego deszczomierza wagowego równej 1 min oraz dla pochodnych rozdzielczości czasowych 10 i 60 min.



Rys. 6.1. Wykresy szeregu czasowego chwilowych wysokości opadów zarejestrowanych w 2009 r. przez deszczomierz R15 w Warszawie wykreślone dla rozdzielczości czasowych 1, 10 i 60 min

Jak łatwo zauważyć, spadkowi – pogorszeniu rozdzielczości czasowej rejestracji towarzyszy przede wszystkim redukcja intensywności chwilowych opadów. Maksymalna intensywność chwilowa opadu w rozdzielczości czasowej 1 min sięga wartości $2,04 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, jest ponad dwa razy wyższa niż w rozdzielczości czasowej 10 min ($0,92 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) i blisko cztery razy wyższa niż w rozdzielczości czasowej 60 min ($0,51 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). Pogorszenie rozdzielczości szeregu przekłada się także na spadek udziału interwałów bezopadowych w całym szeregu, a więc na nieciągłość opadów, chociaż nie jest to widoczne w skali wykresu. Nieciągłość ta, mimo dyskutowanego w rozdz. 3 błędu stopniowej odpowiedzi (ang. *step respons*), równa jest 97% dla rozdzielczości czasowej 1-minutowej. W przypadku rozdzielczości czasowych 10 i 60 min obniża się ona odpowiednio do 96% i 92%. Jakościowo obserwacja ta jest zgodna z dyskusją przeprowadzoną uprzednio na podstawie wycinka rejestracji z disdrometru opadowego (rys. 3.13). Patrząc na całoroczny szereg opadowy, warto przy tym zauważyć, że poszcze-

gólne zdarzenia opadowe o silnie zróżnicowanych natężeniach chwilowych są niejako rozsiane w bardzo nieregularny sposób na osi czasu – są oddzielone od siebie okresami bezdeszczowymi o zróżnicowanej długości czasów trwania. Można tylko na dużym poziomie ogólności stwierdzić, że zdarzenia opadowe w okresie zimowym (początek i koniec wykresów) mają zwykle znacznie niższe chwilowe intensywności w porównaniu z deszczami nawalnymi w okresie letnim.

Złożony kształt wykresów szeregów opadowych na rys. 6.1 wymyka się całkowicie opisowi z użyciem klasycznej geometrii euklidesowej. Nieregularność kształtu wykresów chwilowych intensywności/natężeń deszczy przypomina, opisywane w książce Federa (1988), klasyczne zagadnienie analizy przebiegu fiordowego wybrzeża Norwegii. Jego długość wykazuje zależność od skali map wykorzystywanych do pomiarów, podobnie jak natężenia chwilowe opadów i ich nieciągłość wykazują zależność od rozdzielczości (skali) czasowej pomiarów. Ta bardzo ogólnikowa obserwacja implikuje fraktalny charakter szeregów opadowych. Idąc dalej tym tokiem rozumowania, należy też zwrócić szczególną uwagę na bardzo wysoką nieciągłość (ang. *intermittency*) szeregów opadowych sięgającą 92÷97%. Oznacza to, że proces opadowy nie „wypełnia” całkowicie objętości dostępnej jemu przestrzeni, a jednocześnie wraz z intensyfikacją tego procesu jego dystrybucja rozkłada się na coraz rzadszych zbiorach fraktalnych (bardzo wysokie natężenia opadu zdarzają się bardzo rzadko, są osobliwościami procesu i formują nieregularnie rozsiane skupiska). Można zatem domniemywać, że każdy z takich podzbiorów jest charakteryzowany przez inny wymiar fraktalny i w zasadzie cały proces nie może być opisywany statystycznie przez pojedynczy wykładnik skalowy, tak jak w przypadku prostego skalowania i zbiorów monofraktalnych (ang. *monofractal sets*). Ten multifraktalny zbiór cechuje wieloskalowość (ang. *multiscaling*) oznaczająca konieczność użycia do jego opisu w zasadzie nieskończonej hierarchii wykładników skalowych.

Weryfikacja tezy o fraktalnym i multifraktalnym charakterze szeregów opadowych jest bardzo istotna ze względu na hydrologię miejską, gdyż otwiera całkiem nowy jakościowo warsztat opisu i modelowania szeregów opadowych. Warsztat ten, co będzie przedstawione w rozdz. 7 pracy, pozwala zarówno na syntetyczny opis skomplikowanego kształtu wykresów szeregów opadowych za pomocą zestawu zaledwie trzech uniwersalnych parametrów multifraktalnych, jak i otwiera pole do generowania syntetycznych szeregów opadowych o właściwościach statystycznych zbliżonych lub pokrywających się z właściwościami

szeregów obserwacyjnych. W całej klasie zagadnień współczesnej hydrologii miejskiej niezbędne staje się dysponowanie już nie tylko wartościami maksymalnych (miarodajnych) natężeń deszczy, lecz także ich hietogramami wzorcowymi. Na przykład do modelowania systemów do rozsządzania wód opadowych czy też ich zagospodarowania konieczna jest znajomość następstwa czasowego cykli pogody deszczowej i bezdeszczowej przekładających się na następstwo cykli napełniania tych systemów i okresów infiltracji, względnie poboru zgromadzonych wód opadowych. Dostępność do syntetycznych szeregów opadowych otwiera także całkiem nowe perspektywy w pełni probabilistycznego podejścia do oceny niezawodności funkcjonowania systemów odwodnienia w przyszłości – z wykorzystaniem modelowania hydrodynamicznego. Jak dotąd przyszłe zachowanie systemu można było próbować zamodelować z użyciem zarejestrowanych już lokalnych szeregów opadowych (zwykle z wieloletniego okresu co najmniej 30 lat w przypadku analiz systemów obsługujących centra miast). Wykorzystywano zatem jedynie już zaistniałą, pojedynczą realizację lokalnego procesu opadowego, przyjmując nierealistyczne założenie, że powtórzy się ono w niezmienionej formie w przyszłości. Przeskok ku stosowaniu syntetycznych szeregów opadowych opiera się na logicznym założeniu, że dostępne lokalne historyczne zapisy opadów powinny jedynie posłużyć do opisu i zamodelowania lokalnego procesu opadowego. Dopiero model lokalnego procesu opadowego powinien służyć do wielokrotnego generowania syntetycznych szeregów opadowych stanowiących potencjalne scenariusze przyszłych opadów.

6.2. Analiza widmowa

Analizę szeregów opadowych pod kątem ich potencjalnych właściwości fraktalnych względnie multifraktalnych warto rozpocząć od zmiany perspektywy patrzenia na nie. Zazwyczaj na szeregi czasowe opadów patrzy się w domenie czasu (tak jak na rys. 6.1), podczas gdy alternatywą może być spojrzenie na ten sam szereg w domenie częstotliwości. Służy do tego analiza widma szeregu czasowego. Termin ten sam w sobie nie jest ścisły, gdyż pod pojęciem widma szeregu mogą się kryć różne wielkości, np. gęstość widmowa, gęstość widmowa mocy czy gęstość widmowa energii. Wiadomo że sposoby obliczania tych wielkości różnią się między sobą, ale wszystkie one są funkcjami częstotliwości określonymi na zbiorze dodatnich liczb rzeczywistych, związanymi ze stacjonarnym procesem stochastycznym lub deterministyczną funkcją czasu. Gęstość

widmowa zatem przedstawia zawartość częstotliwości w procesie stochastycznym i pozwala w pierwszym rzędzie na identyfikację występujących w nim okresowości zaznaczających się jako widoczne piki w wykresie widma sygnału. Identyfikacja pików, a więc okresowości zawartych w szeregach czasowych, jest bardzo ciekawa, np. w zagadnieniach poboru wody, nie jest jednak zasadniczym kierunkiem badania szeregów opadowych – zwłaszcza jeśli badania te dotyczą szeregów o wysokiej rozdzielczości czasowej, lecz o długości poniżej 1 roku. Wówczas często wyraźne piki widma mocy nie są obserwowane, gdyż opady w cyklach krótszych od roku nie wykazują periodyczności. Za to gładki przebieg widma mocy wzrastającego systematycznie wraz ze spadkiem częstotliwości wskazuje na skalowy charakter lokalnego procesu opadowego. Taki układ widma oznacza, że wysokie wartości natężeń chwilowych opadów (przekładające się na wysoką moc/energię widma) przekraczające coraz wyższe progi graniczne występują w analizowanych szeregach coraz rzadziej. Są one zatem coraz większymi osobliwościami. Samo powiązanie skali obserwowanych osobliwości w sposób systematyczny z malejącą częstotliwością ich występowania jest natomiast jedną z przesłanek do uznawania szeregów opadowych za układy fraktalne, względnie multifraktalne.

W Polsce po raz pierwszy analizę widmową do badań szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej 5 min, pochodzących ze stacji Wrocław-Swojec zastosował Licznar (2009a). Skorzystał przy tym z popularnej wersji estymatora widma mocy, nazywanego periodogramem (ang. *periodogram*) i algorytmu szybkiej transformacji Fouriera (ang. Fast Fourier Transform – FFT). W wyniku zastosowania algorytmu FFT można dokonać dyskretnej transformacji Fouriera, to znaczy dokonać przekształcenia skończonego ciągu N próbek sygnału ($c_0, c_1, c_2, \dots, c_{N-1}$) (próbek funkcji $c(t)$ dla stałych i równych interwałów t równych Δ) w ciąg harmoniczny ($C_0, C_1, C_2, \dots, C_{N-1}$) według następującej formuły (Press i in. 1989):

$$C_k = \sum_{j=0}^{N-1} c_j e^{2\pi i j k / N} \quad k = 0, \dots, N-1, \quad (6.1)$$

w której:

- i – jednostka urojona,
- k – numer harmoniczej,
- j – numer próbki sygnału,
- c_j – wartość próbki sygnału,

N – liczba próbek. W konkretnym przypadku szeregów opadowych ciąg N próbek sygnału jest ciągiem wartości intensywności/natężeń opadu dla interwałów czasu Δ odpowiadającym rozdzielczości czasowej rejestracji deszczomierza, a liczba próbek N odpowiada długości analizowanych szeregów czasowych.

Dzięki znajomości wyrazów ciągu harmonicznego, wyznaczonych ze wzoru (6.1), można obliczyć wartości widma mocy (Press i in. 1989)

$$\begin{cases} P(0) = P(f_0) = \frac{1}{N^2} |C_0|^2 \\ P(f_k) = \frac{1}{N^2} [|C_k|^2 + |C_{N-k}|^2] & k = 1, 2, \dots, \left(\frac{N}{2} - 1\right), \\ P(f_c) = P(f_{N/2}) = \frac{1}{N^2} |C_{N/2}|^2 \end{cases} \quad (6.2)$$

dla $N/2 + 1$ częstotliwości

$$f_k = \frac{k}{N\Delta} = 2f_c \frac{k}{N} \quad k = 0, 1, \dots, \frac{N}{2}. \quad (6.3)$$

Przy czym ograniczeniem ogólnym rozpatrywanego zakresu częstotliwości widma jest częstotliwość krytyczna Nyquista f_c determinowana rozdzielczością czasową samych szeregów opadowych

$$f_c = \frac{1}{2\Delta}. \quad (6.4)$$

Na rysunku 6.2 zaprezentowano przykładowe widmo mocy uzyskane dla szeregu opadowego zarejestrowanego przez deszczomierz R15 w Warszawie. Do obliczenia widma mocy wykorzystano program SPECTRUM opracowany uprzednio przez Licznara (2009) i bazujący na algorytmach obliczeniowych FOUR1 i REALFT realizujących szybką transformację Fouriera. W programie zaimplementowany był także proces wygładzania widma dla wysokich wartości częstotliwości, stosowany standardowo przy tego typu analizach szeregów opadowych (patrz np. (de Lima 1998; Licznar 2009; Licznar i in. 2011b)).

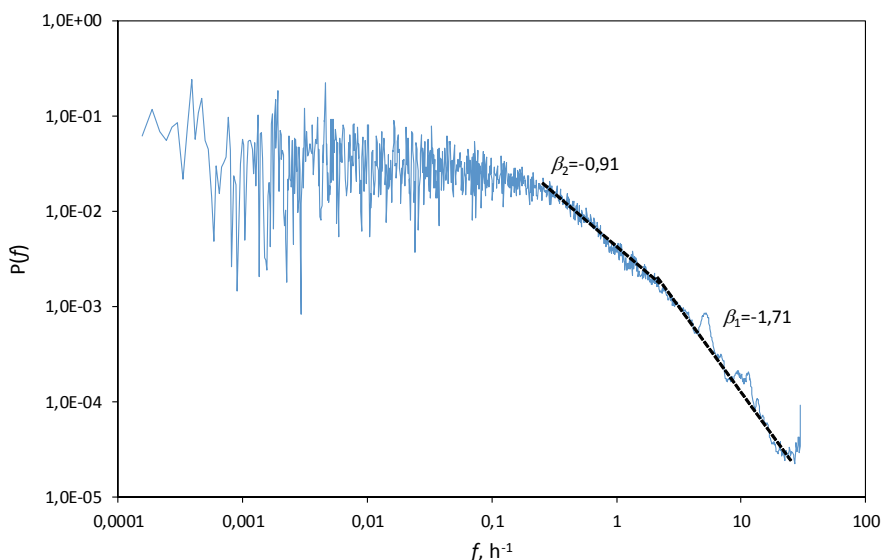
Przebieg widma mocy na rys. 6.2, przy logarytmicznym układzie osi wykresu, w zakresie wysokich i średnich częstotliwości, nie mniejszych od ok. $0,004 \text{ h}^{-1}$ jest zbliżony do liniowego ze zmieniającym się nachyleniem dla częstotliwości ok. $2,07 \text{ h}^{-1}$ (co odpowiada czasowi ok. 29 min). Nachylenie pierwszego z segmentów widma dla wysokich częstotliwości β_1 równa się ok. 1,71, a nachylenie β_2 dla drugiego z segmentów (dla częstotliwości poniżej $2,07 \text{ h}^{-1}$) jest

znacznie niższe i równe ok. 0,91. Wyznaczone wartości β_1 i β_2 są wykładnikami potęgowymi w zależnościach funkcyjnych łączących częstotliwość z mocą widma

$$P(f) = f^{-\beta}, \quad (6.5)$$

w których:

- f – częstotliwość, h^{-1} ,
- β – wykładnik potęgowy.



Rys. 6.2. Widmo mocy uzyskane dla szeregu czasowego chwilowych natężeń opadów zarejestrowanych przez deszczomierz R15 w Warszawie w okresie od września 2008 do października 2010 r.

Spełnienie zależności (6.5) dowodzi skalowego charakteru zarejestrowanego procesu opadowego, a więc wzajemnego powiązania jego dynamiki w różnych skalach czasowych. Proces ten nie może być jednak opisywany tylko przez jeden wykładnik skalowania, jak w przypadku prostego procesu monofraktalnego. Wspomniana już częstotliwość ok. $2,07 \text{ h}^{-1}$ (odpowiadająca czasowi około 29 min) powinna być postrzegana jako częstotliwość przerwania widma (ang. *spectral break*). Występowanie przerwania widma opadowego zostało potwierdzone w badaniach wielu autorów. Licznar i in. (2011b) w analizie szeregów z czterech deszczomierzy zlokalizowanych w różnych częściach Niemiec stwierdzili przerwanie widma dla częstotliwości odpowiadającej cza-

sowi 60 min, otrzymali przy tym wykładniki potęgowe β_1 większe niż 1 i β_2 wynoszące około 0,5. Licznar (2009a) na podstawie studiów szeregów opadowych ze stacji meteorologicznej Wrocław-Swojec z dwóch różnych lat oszacował występowanie przerwania widma dla częstotliwości odpowiadającym czasom równym 110 i 85 min wraz z wykładnikami potęgowymi równymi odpowiednio 0,27 i 0,28 dla β_1 oraz 1,40 i 1,11 dla β_2 . Analogicznie de Lima (1998) podawała wartości wykładnika β_1 wynoszące 0,73 i 0,96 oraz β_2 wynoszące 0,15 i 0,21 odpowiednio dla szeregów opadowych zarejestrowanych przed deszczomierze w Vale Formoso (Portugalia) i w Nancy (Francja). Ponadto zdiagnozowała przerwanie widma dla częstotliwości odpowiadającej czasowi 100 min dla deszczomierza w Vale Formoso i w zakresie od 17 do 80 min dla deszczomierza w Nancy (de Lima 1998).

Na rysunku 6.2 warto zwrócić uwagę również na odstępstwa od skalowego i gładkiego przebiegu widma w zakresie najwyższych i najniższych wartości częstotliwości. Duże wahania widma mocy dla najniższych częstotliwości są naturalnymi i wynikającymi z ograniczonej długości analizowanego szeregu. Przy tym najwyższa wartość widma mocy obserwowana jest dla częstotliwości odpowiadającej 1 raz na rok. Wspomniana wartość maksymalna nie rysuje się w postaci bardzo wyraźnego pik, co sugeruje zatem raczej słabą cykliczność opadów w układzie rocznym, manifestującą się na rys. 6.1 niższymi natężeniami opadów w półroczu zimowym. Wyraźny pik pojawiający się dla najwyższej częstotliwości krytycznej Nyquista równej 30 h^{-1} oraz płaski przebieg widma (typowy dla białego szumu) do częstotliwości równej ok. 12 h^{-1} jest niewątpliwie efektem niepoprawnej rejestracji małoskalowej dynamiki opadu, zniekształconej przez błąd stopniowej odpowiedzi (dyskutowany bardziej szczegółowo w p. 3.4.3) elektronicznego deszczomierza wagowego.

6.3. Metoda funkcyjnego zliczania pudełek

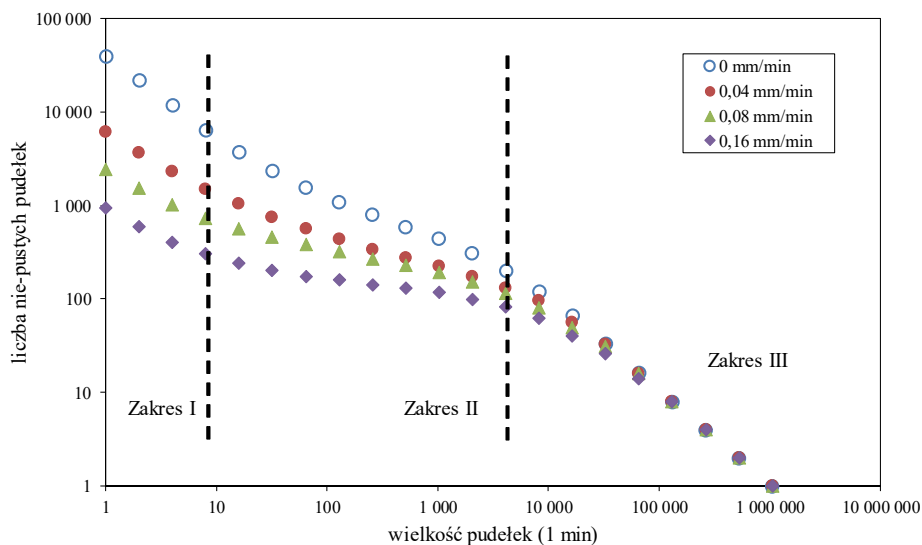
Alternatywnym narzędziem badania szeregów opadowych pod kątem weryfikacji ich właściwości multifrakalnych jest metoda funkcyjnego zliczania pudełek (ang. *functional box-counting method*). To bardzo prosta metoda zaproponowana oryginalnie przez Lovejoya i in. (1987) jako rozszerzenie metody zliczania pudełek stosowanej w klasycznych badaniach zbiorów fraktalnych (patrz np. Feder (1988)). W metodzie zliczania pudełek analizowany zbiór jest kilkakrotnie pokrywany w całości niezachodzącymi na siebie pudełkami (ang. *boxes* – stąd nazwa metody *box-counting*) o tym samym, lecz powiększonym za

każdym następnym razem wymiarze. Każdorazowo dla pudełek o coraz większym wymiarze zliczana jest liczba pudełek wypełnionych przez co najmniej jeden element zbioru. Uwieńczeniem metody zliczania pudełek jest wykonanie wykresu logarytmów wartości liczby nie-pustych pudełek względem wielkości analizowanych pudełek. W przypadku zbiorów fraktalnych na takim podwójnie logarytmicznym wykresie rysuje się charakterystyczny, liniowy układ nanoszonych punktów z wynikami. Wymiar fraktalny zbioru jest szacowany jako nachylenie prostej łączącej wspomniane punkty. Szczegółowy opis metody zliczania pudełek, ilustrowany na przytoczonym wcześniej przykładzie analizy długości fiordowego wybrzeża Norwegii, można znaleźć w książce Federa (1988). Jako jego modyfikację Lovejoy i in. (1987) zaproponowali, aby procedurę klasycznego zliczania pudełek powtarzać kilkakrotnie dla różnych granicznych poziomów natężenia procesu, za każdym razem odpowiadając sobie na pytanie: czy w pudełkach są elementy zbioru o natężeniu większym od granicznego poziomu. Na tej podstawie można przeanalizować zmienność oszacowanych wymiarów fraktalnych względem zmieniających się granicznych poziomów natężeń procesu. Jeśli zależności takie są obserwowane i mają charakter funkcyjny, to są uznawane za dowód multifraktalnego charakteru badanego zbioru. W ten sposób metoda funkcyjnego zliczania pudełek jest zgrubnym estymatorem multifraktalnego charakteru zbioru. Mówi się o tym, że jest to zgrubny estymator, gdyż pytaniem, na które otrzymujemy odpowiedź w algorytmie obliczeniowym metody, jest: czy w pudełku zawarty jest jakikolwiek element zbioru, a nie pytanie: ile jest takich elementów zbioru. To estymator typu wszystko albo nic. Z jego użyciem nie jest możliwy bezpośredni opis gęstości procesu. Problematyczne jest także powiązanie granicznych natężeń procesu w metodzie funkcyjnego zliczania pudełek z rzędami osobliwości procesu multifraktalnego oraz tendencja do tzw. wysycania (ang. *saturation*) po przekroczeniu pewnych granicznych wymiarów pudełek, co będzie jeszcze szczegółowo dyskutowane w końcowej części tego podrozdz.

W przypadku badań szeregów czasowych opadów, takich jak na rys. 6.1, czyli zbiorów 1-wymiarowych, pojęcie pudełek redukuje się do przedziałów czasowych. W dalszej części zaprezentowano przykładową analizę funkcyjnego zliczania pudełek dla deszczomierza R15 z Warszawy przeprowadzoną dla przedziałów czasowych będących wielokrotnością liczby 2 – zaczynając od 2^0 , a więc 1 min odpowiadającej rozdzielczości szeregu rejestracyjnego, aż do 2^{20} , czyli 1 048 576 min, co odpowiadało długości badanego szeregu. Obliczenia numeryczne przeprowadzono z wykorzystaniem programu obliczeniowego

BOX opracowanego przez Licznara (2009a), w którym zadeklarowano cztery poziomy graniczne natężenia procesu opadowego wynoszące: 0, 0,04, 0,08 i 0,16 mm·min⁻¹.

Wyniki stosowania metody funkcyjnego zliczania pudełek dla wszystkich czterech poziomów granicznych natężenia dla szeregu opadowego zarejestrowanego przez deszczomierz R15 z Warszawy przedstawiono na rys. 6.3. Oczywista jest obserwacja, że dla kolejnych przyjętych poziomów granicznych wartości liczby nie-pustych pudełek (przedziałów czasowych) układały się przy logarytmicznej skali osi w sposób zbliżony do liniowego. Przy tym na wykresach można było wydzielić trzy charakterystyczne zakresy (I, II i III) o wyraźnie różniących się nachyleniach prostych łączących kolejne punkty. Zakres I obejmował wielkości pudełek od 1 do 32 min, zakres II od 32 do 16 384 min, a III zakres od 16 384 do 1 048 576 min. Nachylenia zależności liczby nie-pustych pudełek od wielkości pudełek obliczone dla trzech wydzielonych zakresów zestawiono w tab. 6.1.



Rys. 6.3. Wyniki funkcyjnego zliczania pudełek dla 1-minutowego szeregu czasowego opadów zarejestrowanych przez elektroniczny deszczomierz wagowy R15 w Warszawie; na wykresie przedstawiono wyniki dla czterech różnych poziomów granicznych natężeń: 0, 0,04, 0,08, 0,16 mm·min⁻¹

Wydzielenie charakterystycznych zakresów nachylenia wykresów zależności liczby nie-pustych pudełek od wielkości pudełek, jak na rys. 6.3, jest zgodne z wynikami wcześniejszych badań. Trzy analogiczne zakresy były obserwowane

przez de Limę (1998) dla szeregów opadowych z kilku deszczomierzy w Europie Zachodniej oraz przez Licznara (2009a) dla szeregów opadowych ze stacji meteorologicznej Wrocław-Swojec. Tłumaczyli oni powstawanie dwóch skrajnych zakresów zależności (zakresy I i III) – odpowiednio dla bardzo małych i bardzo dużych wymiarów pudełek – zjawiskiem wysycenia. W przypadku zakresu III, odnoszącego się do wymiarów pudełek większych od 16 384 min, czyli ok. 11,4 dni, wszystkie albo prawie wszystkie pudełka są już zapełnione przynajmniej jednym 1-minutowym elementem ciągu, którego natężenie jest większe od granicznego. Trudno jest bowiem sobie wyobrazić sytuację przeciwną, kiedy na przykład przez tydzień czy dwa nie występuje ani jeden nawet bardzo mały opad. Stąd też liczba nie-pustych pudełek o dużych wymiarach wzrasta zasadniczo proporcjonalnie wraz z ich całkowitą liczbą w badanym szeregu. Dlatego nachylenia zależności w zakresie III są równe -1 lub bliskie tej wartości. W oczywisty sposób wysycenie jest tym silniejsze, im niższy jest graniczny poziom natężenia, czyli najsilniej ujawnia się dla poziomu intensywności/natężenia równego $0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (nachylenie równe -1), a najslabiej dla najwyższego poziomu $0,016 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (nachylenie równe $-0,90$).

Tabela 6.1. Nachylenia zależności liczby nie-pustych pudełek od wielkości pudełek obliczone dla trzech wydzielonych zakresów dla analizowanego szeregu opadowego z deszczomierza R15 z Warszawy z okresu od września 2008 do października 2010 r.

Poziomy graniczne intensywności procesu opadowego, $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$	Zakresy czasu (wielkość pudełek)			
	Zakres I 1–32 min	Zakres II 32–16 384 min	Zakresy I + II 1–16 384 min	Zakres III 16 384–1 048 576 min
0	-0,82	-0,54	-0,61	-1,00
0,04	-0,61	-0,38	-0,44	-0,98
0,08	-0,48	-0,33	-0,35	-0,96
0,016	-0,44	-0,23	-0,27	-0,90

Dla zakresu I wysycenie ma inną genezę. Jest nią niedoskonałość rejestracji nieciągłości i zmienności procesu opadowego w zakresie krótkich czasów rejestracji przez deszczomierze. Poziom trudności prowadzenia pomiarów zmienności i nieciągłości opadów wzrasta znacząco wraz ze wzrostem rozdzielczości czasowej pomiarów. Wynika to generalnie ze zjawiska uśredniania, jakie nieodłącznie wiąże się z działaniem deszczomierzy. Przyrządy te nie rejestrują rzeczywistego opadu poszczególnych kropeł deszczu, ale uśrednioną i do pewnego stopnia opóźnioną miarę tego zjawiska (w przypadku deszczomierzy wa-

gowych – masę opadu), która ponadto podlega kwantyzacji na etapie jej ostatecznego zapisu, co szczegółowo dyskutowano w rozdz. 3. W efekcie dla małych i bardzo małych wymiarów pudełek zbiór okresów z opadem deszczu, opisywany przez zarejestrowany szereg czasowy w sposób nienaturalny, nadmiernie wypełnia obserwowaną przestrzeń czasu. W konsekwencji tego nienaturalnie rzadko występują okresy bezdeszczowe i wzrost globalnej liczby pudełek wraz ze zmniejszaniem się ich wymiaru musi nieodłącznie prowadzić do zawyżonego, nienaturalnie szybkiego wzrostu liczby nie-pustych pudełek. Podobnie wzrost ten jest szczególnie wyraźny dla najniższego poziomu granicznego intensywności równego $0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (nachylenie równe 0,82), a naj słabiej dla najwyższego poziomu granicznego $0,016 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (nachylenie równe $-0,44$). Warto też przy tym zauważyć, że granica między zakresem I oraz II według tab. 6.1 przebiega dla czasu 32 min. Jest ona zatem bardzo zbliżona do (dyskutowanego w podrozdz. 6.2) czasu 29 min odpowiadającemu częstotliwości przzerwania widma. Analogiczna koincydencja między wynikami analiz szeregów opadów z użyciem analizy widmowej i funkcyjnego zliczania pudełek dla deszczomierza ze stacji Wrocław-Swojec była obserwowana przez Licznara (2009a).

Mając na względzie przedstawione wcześniej uwagi, najistotniejsze jest przeanalizowanie wykresów na rys. 6.3 dla II zakresu czasów. Bezwzględne wartości nachylenia wykresów w tym zakresie są w metodzie funkcyjnego zliczania pudełek uznawane za oszacowania wymiaru fraktalnego analizowanych zbiorów. Wartości te dla szeregu opadowego z deszczomierza R15 w Warszawie systematycznie maleją wraz ze wzrostem wartości poziomów granicznych intensywności/natężenia od 0,54 do 0,23. Niższe wartości wymiaru fraktalnego zatem, typowe dla „rzadkich”, czyli mniej ściśle wypełniających obserwowaną przestrzeń zbiorów fraktalnych, są powiązane z wyższymi natężeniami granicznymi. Jest to naturalne, gdyż szeregi obserwacyjne opadów o wysokich natężeniach są zdecydowanie mniej liczne – „gęste” niż w przypadku niskich natężeń. Jednocześnie istnienie pewnej hierarchii zmian wymiarów fraktalnych powiązanych ze zmianami poziomów granicznych natężenia dowodzi, że analizowany szereg opadowy ma charakter multifraktalny.

Najwyższa oszacowana wartość wymiaru fraktalnego D dla intensywności granicznej $0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ będąca zarazem oszacowaniem wymiaru fraktalnego podstawy wystąpienia opadów dla deszczomierza R15 wynosiła $D = 0,54$. Była ona zbliżona do wartości podawanej przez Licznara (2009a) dla stacji Wrocław-Swojec ($D = 0,58$) czy też przez de Limę (1998) dla deszczomierzy z Vale Formoso ($D = 0,50$) i z Assink w Holandii ($D = 0,56$).

6.4. Metoda momentu śladu

Pozytywne wyniki analizy widmowej i funkcyjnego zliczania pudełek, potwierdzające hipotezę o multifraktalnym charakterze szeregów opadowych, zachęcają do kontynuacji badań z użyciem bardziej zaawansowanego warsztatu. Warsztat ten pozwala na przeanalizowanie gęstości procesu multifraktalnego oraz na porównanie charakterystyk badanego szeregu opadowego z charakterystykami teoretycznego, idealnego procesu multifraktalnego. Pierwszym z narzędzi tego bardziej zaawansowanego warsztatu może być metoda momentu śladu (ang. *trace moment method*). Opiera się ona na analizie zmian natężeń procesów multifraktalnych w obrębie całej hierarchii skal. W przypadku szeregów opadowych analizowana jest hierarchia skal czasowych obejmująca czasy t – od najkrótszego czasu determinowanego zwykle rozdzielczością szeregu obserwacyjnego do wielokrotności tego czasu wynoszącej T_l . Maksymalny czas T_l przyjmowany jest za bazy do wyliczenia współczynników skali λ dla pozostałych czasów t według zależności

$$\lambda = \frac{T_l}{t}. \quad (6.6)$$

Zgodnie z równaniem (6.6) maksymalna skala czasowa λ odpowiada czasowi maksymalnemu równemu T_l . W praktyce analiza w obszarze większych skal czasowych, a więc dłuższych okresów czasu od T_l , jest niemożliwa z uwagi na ograniczenia posiadanego materiału obserwacyjnego (tj. długość nieprzerwanego szeregu rejestracji opadów).

Badania dowolnego procesu multifraktalnego opierają się na analizie zmienności jego natężenia. W przypadku procesu opadowego naturalnym jest zatem operowanie intensywnościami/natężeniami opadu w miejsce ich wysokości. Z tego powodu na wstępie badań przelicza się zarejestrowane przez deszczomierz szeregi czasowe wysokości opadów na odpowiadające im szeregi natężeń $R_{\lambda,i}$ dla każdej spośród analizowanych skal czasowych λ . Ponadto preferuje się operowanie bezwymiarowymi natężeniami opadów $\varepsilon_{\lambda,i}$, które są uzyskiwane w wyniku podzielenia chwilowych natężeń $R_{\lambda,i}$ przez średnie natężenie $\langle R_{\lambda,i} \rangle$ dla całego analizowanego szeregu w skali λ :

$$\varepsilon_{\lambda,i} = \frac{R_{\lambda,i}}{\langle R_{\lambda,i} \rangle}. \quad (6.7)$$

Znakiem rozpoznawczym procesów multifraktalnych jest pozostawanie wartości momentów ich natężeń ($\varepsilon_{\lambda,i}$ dla $i = 1, \dots, \lambda^D$, D – wymiar procesu)

w określonej relacji z rozpatrywaną skalą λ . Mając to na uwadze, w teorii multifraktali wprowadzono charakterystyczną funkcję skalowania momentów $K(q)$ wiążącą wartości $\langle \varepsilon_\lambda^q \rangle$, czyli uśrednionych momentów rzędu q natężeń procesów multifrakalnych na różnych poziomach rozdzielczości ze skalami tych poziomów rozdzielczości λ , według zależności (Lovejoy i Schertzer 1990; Schertzer i Lovejoy 1987)

$$\langle \varepsilon_\lambda^q \rangle \approx \lambda^{K(q)}. \quad (6.8)$$

Zależność (6.8) powinna być zachowana dla całego zakresu skal λ i rzędów momentów q . Nie może ona jednak być zaimplementowana bezpośrednio do badań multifrakalnych. Przede wszystkim w przypadku wzrastających skal, to znaczy przy $\lambda \rightarrow \infty$ obserwowane jest osobliwe zachowanie multifrakalne prowadzące do nieograniczonego przyrostu wartości momentów dla wszystkich rzędów momentów $q > 1$, a więc do $\langle \varepsilon_\lambda^q \rangle \approx \lambda^{K(q)} \rightarrow \infty$. Jednocześnie momenty zwykłe, czy też centralne, są obliczane tylko dla całkowitych wykładników q , co uniemożliwia dostatecznie precyzyjne określenie przebiegu funkcji $K(q)$. Problemy te są eliminowane przez zastąpienie zwykłych momentów gęstości przez momenty śladu ich strumieni (skąd bierze się nazwa metody momentu śladu), zdefiniowane następująco (de Lima 1998):

$$Tr_\lambda[\varepsilon_\lambda^q] = \left\langle \int_A (\varepsilon_\lambda)^q d^{qD} x \right\rangle, \quad (6.9)$$

$Tr_\lambda[\varepsilon_\lambda^q]$ – moment śladu strumienia rzędu q przez zbiór A w rozdzielczości λ . W równaniu (6.9) rząd q może być również liczbą niecałkowitą, a zapis $\langle \dots \rangle$ oznacza uśrednioną wartość dla wszystkich realizacji procesu.

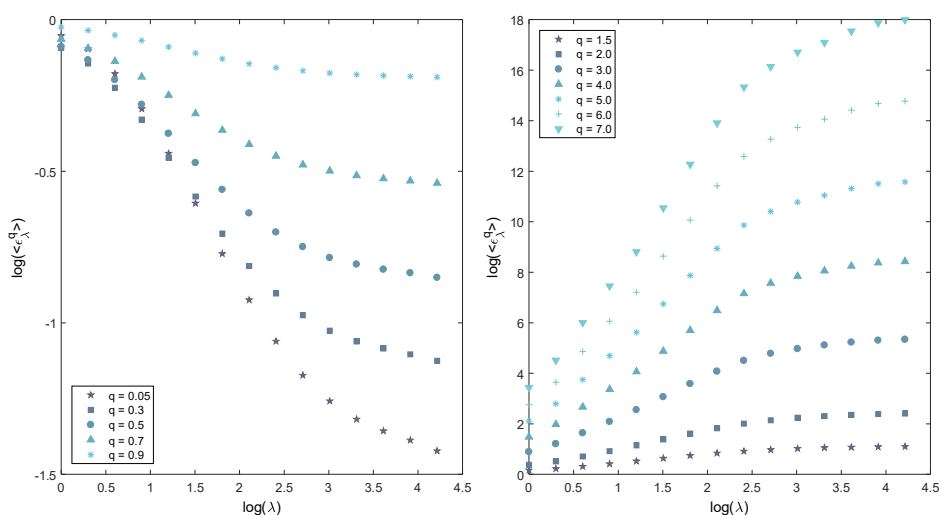
Metoda numerycznego obliczania wartości momentów śladu opiera się na technice pokrywania analizowanego zbioru A sekwencją niepokrywających się pudełek o bokach o wymiarze λ^{-1} . W wyniku tego zabiegu zbiór A jest dzielony na λ^D podzbiorów (podstruktur) $A_{\lambda,i}$ ($i = 1, \dots, \lambda^D$). Stosowane przy tym pudełka są, podobnie jak w metodzie funkcyjnego zliczania pudełek, pojęciem umownym oznaczającym dla 1-wymiarowych szeregów czasowych odcinki o długości równej odwrotności skali czasowych λ^{-1} . Dla każdorazowo wydzielonych podzbiorów $A_{\lambda,i}$ określa się przynależne im natężenia procesu $\varepsilon_{\lambda,i}$. Natężenia te podnoszone są do potęgi q i sumowane. Zsumowane wartości strumieni cząstkowych, uśrednione ostatecznie dla wszystkich realizacji procesu, uznaje się za zadawalająco dokładne oszacowanie momentu strumienia rzędu q w rozdzielczości λ :

$$Tr_{\lambda}[\varepsilon_{\lambda}^q] \approx \left\langle \sum_{i=1}^D (\varepsilon_{\lambda,i})^q \lambda^{-qD} \right\rangle. \quad (6.10)$$

Po uwzględnieniu zależności (6.8) relację (6.10) można przekształcić do postaci (de Lima 1998)

$$Tr_{\lambda}[\varepsilon_{\lambda}^q] \approx \left\langle \sum_{i=1}^D (\varepsilon_{\lambda,i})^q \lambda^{-qD} \right\rangle = \sum_{i=1}^D \langle (\varepsilon_{\lambda,i})^q \rangle \lambda^{-qD} = \lambda^D \lambda^{K(q)} \lambda^{-qD} = \lambda^{K(q)-(q-1)D}. \quad (6.11)$$

Ostatecznie obustronne zlogarytmowanie równania (6.11) daje podstawę do szacowania wartości funkcji $K(q)$ dla konkretnych rzędów momentów q jako wartości nachylenia zależności liniowych $\log(Tr_{\lambda}[\varepsilon_{\lambda}^q])$ względem $\log(\lambda)$.



Rys. 6.4. Zależności wartości logarytmów średnich momentów rzędu q natężenia opadu ε_{λ} względem wartości logarytmów współczynników skali λ opracowane dla szeregu czasowego opadów zarejestrowanych przez deszczomierz R15 dla skal czasowych od $\lambda = 16\,384$ (1 min) do $\lambda = 1$ (ok. 11 dni) i wybranych rzędów momentów $q < 1$ (panel lewy) oraz $q > 1$ (panel prawy)

Metoda momentu śladu jest demonstrowana na przykładzie szeregu opadowego zarejestrowanego przez deszczomierz R15 z Warszawy. Niezbędne w tym zakresie obliczenia zostały przeprowadzone z wykorzystaniem programu TRACE (Licznar 2009a) dla skal czasowych λ od 16 384 do 1 odpowiadających czasom od 1 min do 16 384 min, a więc nieco ponad 11 dni. Obliczenia przeprowadzono dla 27 wartości rzędów momentów śladu q zawierających się w przedziale od 0,01 do 7,00. Wyniki obliczeń momentów śladu zaprezentowano

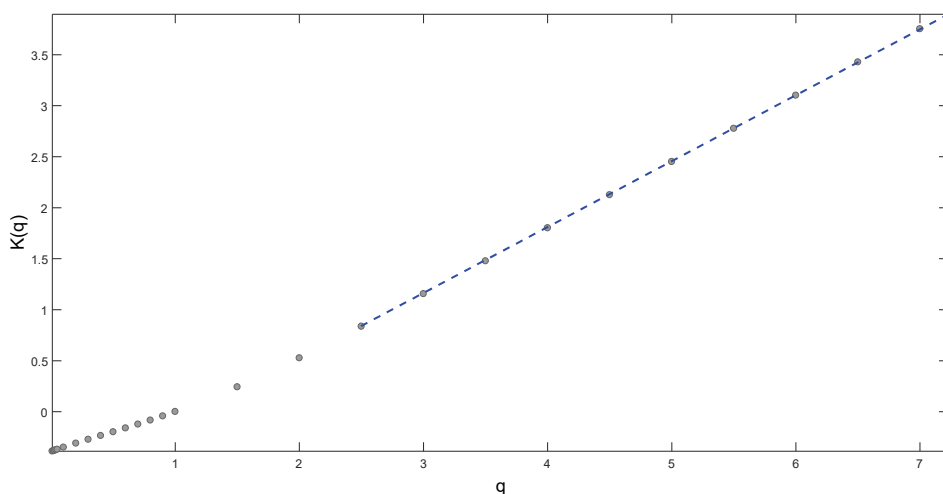
wano na rys. 6.4 dla rzędów $q < 1$ na lewym panelu, a dla rzędów $q > 1$ na prawym panelu.

Na wykresach na rys. 6.4 można obserwować występowanie generalnie liniowych zależności między logarytmami wartości uśrednionych momentów śladu a logarytmami wartości skal czasowych λ świadczących o skalowym charakterze zarejestrowanych opadów. W tych skalowych zależnościach ujawniały się niemniej, w pewnych charakterystycznych obszarach, zakłócenia ich liniowego przebiegu. Obserwowano spadek nachylenia zależności skalowych dla najwyższych wartości $\log(\lambda)$. Spadek ten zaznaczał się wyraźnie dla $\log(\lambda)$ większych lub równych ok. 3, co odpowiada skali czasowej $\lambda = 1024$, a więc dla czasów $t \leq 16$ min. Wspomniany spadek nachylenia dotyczył zwłaszcza rzędów momentów $q < 1$. Dla rzędów momentów $q > 1$ był natomiast nieco mniej wyraźny. W przypadku wykresów dla rzędów momentów $q < 1$ można było także zauważyć drugi obszar dla najniższych wartości $\log(\lambda)$, w którym nachylenie zależności się zmniejszało. Obszar ten zaczynał się od $\log(\lambda)$ mniejszego od ok. 0,9, a więc skali czasowej $\lambda = 8$ (odpowiednika czasu $t = 2048$ min).

Wyciągając wnioski z przedstawionych obserwacji, warto pamiętać, że w domenie wysokich wartości rzędów $q > 1$ dochodzi do silnego wzmocnienia wysokich natężeń deszczy, podczas gdy w domenie niskich wartości rzędów $q < 1$ do silnego wzmocnienia dochodzi w przypadku najniższych natężeń deszczy i to one w zasadniczy sposób determinują wielkość obliczanych momentów śladu. Mając to na uwadze, można stwierdzić, że elektroniczny deszczomierz wagowy R15 z Warszawy nie rejestrował w sposób idealny zarówno najniższych, jak i najwyższych wartości chwilowych natężeń deszczy dla czasów krótszych od 16 min – co nie dyskredytuje bynajmniej pod względem metrologicznym tego przyrządu. Badając szeregi opadowe zarejestrowane przez klasyczny pluwiograf, Licznar (2009a) zanotował występowanie podobnego zjawiska, ale dla czasów dochodzących nawet do 80 min. Świadczy to o wyraźnie lepszej klasie dokładności elektronicznych deszczomierzy wagowych w stosunku do klasycznych pluwiografów.

Sporządzony na podstawie diskutowanych zależności skalowych momentów śladu empiryczny wykres funkcji skalowania momentów $K(q)$ dla badanego szeregu opadowego z deszczomierzy R15 w Warszawie przedstawiono na rys. 6.5. Wykres ten ma charakter wyraźnie krzywoliniowy, nie jest prostoliniowy jak w przypadku prostego skalowania swoistego dla monofraktali. Mimo zauważalnej krzywoliniowości wykres empirycznej funkcji

skalowania momentów $K(q)$ odbiegał od kształtu teoretycznej funkcji $K(q)$ przyjmowanej w teorii multifraktali. Jak podają Schertzer i Lovejoy (1987), teoretyczny wykres funkcji skalowania momentów dla idealnych zbiorów multifraktalnych powinien mieć formę w pełni krzywoliniową. Dodatkową jego cechą jest przybieranie wartości $K(q) = 0$ po raz pierwszy dla $q = 0$, jeśli multifraktal wypełnia przestrzeń w sposób prosty. Jeśli natomiast $K(q = 0) = -c$, to c jest kowymiarem „podstawy” procesu (związany z „zerami” procesu). Po raz drugi funkcja przyjmuje wartość 0 dla $q = 1$, co wynika z zachowania stałości średniej natężenia procesu $\langle \varepsilon_\lambda \rangle = 1$ i w świetle zależności (6.8) prowadzi do $K(q = 1) = 0$ (patrz rys. 6.6). Na rysunku 6.5 widać wyraźnie, że empiryczne funkcja $K(q)$ przybiera wartość 0 jedynie dla $q = 1$, a krzywoliniowy charakter jest zauważalny jedynie dla niskich wartości rzędów momentów.



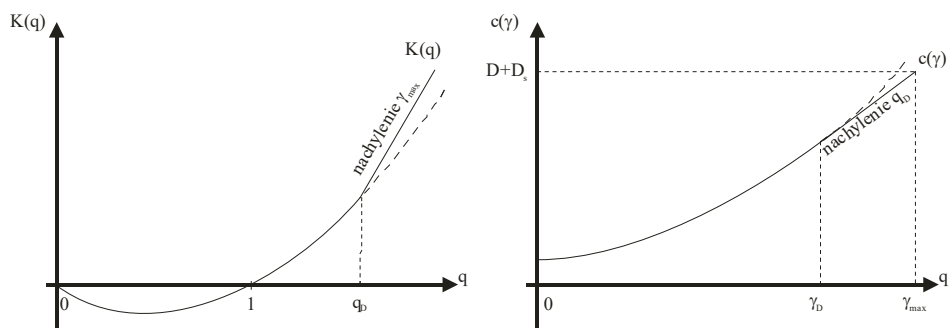
Rys. 6.5. Przebieg empirycznej funkcji skalowania momentów dla szeregu czasowego opadów z deszczomierza R15 dla skal czasowych od $\lambda = 16\,384$ (1 min) do $\lambda = 1$ (ok. 11 dni)

Można zatem implikować, że analizowany szereg opadowy z deszczomierza R15 nie wypełnia 1-wymiarowej przestrzeni szeregu czasowego w sposób prosty, lecz bardziej złożony, gdyż kowymiar c „podstawy” procesu jest różny od 0 i równy $-0,39$. Podstawa występowania opadów ma więc charakter fraktalny, czego dowiodły już badania przeprowadzone metodą funkcyjnego zliczania pudełek. W metodzie momentu śladu wymiar fraktalny D „podstawy” pro-

cesu opadowego można obliczyć z zależności

$$c = 1 - D. \quad (6.12)$$

Na podstawie zależności (6.12) można wnioskować, że wymiar fraktalny $D = 0,61$. Jest on większy od wymiaru fraktalnego estymowanego jako nachylenie zależności liczby nie-pustych pudełek od wielkości pudełek metodą funkcyjnego zliczania pudełek dla zakresu II w tab. 6.1. Zgadza się on dokładnie jednak, co do wartości wymiaru fraktalnego D rozumianego jako analogiczne nachylenie dla zakresów I + II w tab. 6.1 obejmujących wymiary pudełek zgodne z zakresem analizowanych skal czasowych w metodzie momentu śladu.



Rys. 6.6. Przebieg empirycznych funkcji wykładniczego skalowania $K(q)$ (panel lewy) i kowymiaru $c(\gamma)$ (panel prawy) w przypadku transformacji pierwszego rzędu; na podst.: (Lovejoy i Schertzer 2013)

Punkt graniczny między obszarem krzywoliniowym i prostoliniowym empirycznej funkcji skalowania momentów $K(q)$ ma w przybliżeniu współrzędne $(2,5; 0,84)$. Odcięta i rzędna tego punktu jest utożsamiana odpowiednio z charakterystyczną wartością rzędu q nazywaną rzędem krytycznym q_D oraz wartością funkcji skalowania dla tego argumentu $K(q_D)$ (rys. 6.6). Liniowy charakter empirycznych funkcji $K(q)$ dla wysokich rzędów q , większych od rzędu krytycznego q_D , jest podobnie jak w przypadku funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ przejawem występowania tzw. transformacji multifrakalnych pierwszego rzędu. W tym przypadku obserwowana na wykresach funkcji $K(q)$ dywergencja momentów statystycznych natężeń opadów wynika z tego, że opady te zostały zarejestrowane w skali większej od wewnętrznej skali homogeniczności procesu. Elektroniczne deszczomierze wagowe pracujące w Warszawie z rozdzielczością 1-minutową rejestrują już ubrany proces opadowy, w którym uśrednianie procesu nie wygładza w wystarczającym stopniu rzadkich osłabień wysokiego

rzędu związanych z jego wewnętrzną skalą. Bardzo wysokie natężenia opadów, a więc osobliwości z punktu widzenia teorii multifraktali, pojawiają się zbyt często w odniesieniu do długości analizowanych szeregów obserwacyjnych. Taki ubrany proces cechuje „gwałtowna” (ang. *violent*) zmienność nieuzasadniona w tych skalach, prowadząca do dywergencji momentów statystycznych powyżej krytycznego rzędu q_D . Suma niezależnych kontrybucji według wzoru (6.10) jest determinowana przez największe kontrybucje, a co za tym idzie rzadkie, osobliwe co do wysokiego natężenia zdarzenia mają determinujący wpływ na wielkość momentu strumienia dla rzędów $q > q_D$.

Wszystkie opisywane odstępstwa między empiryczną funkcją skalowania momentów $K(q)$ dla deszczomierza R15 a modelem funkcji $K(q)$ dla idealnego procesu multifraktalnego są naturalnymi w przypadku badań rzeczywistych szeregów opadowych. Uzyskane wyniki korespondują dobrze z wykresami empirycznych funkcji $K(q)$ opublikowanymi przez innych badaczy (de Lima 1998; Licznar 2009a).

6.5. Metoda rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania

Alternatywą względem prezentowanych w podrozdz. 6.4 badań funkcji skalowania momentów mogą być badania skalowania rozkładów prawdopodobieństwa procesu multifraktalnego. W tym celu stosowana jest metoda rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania (ang. *probability distribution / multiple scaling*) opierająca się na następującej zależności (Lovejoy i Schertzer 1990; Schertzer i Lovejoy 1989):

$$\Pr(\varepsilon_\lambda \geq \lambda^\gamma) = F\lambda^{-c(\gamma)}, \quad (6.13)$$

w której: F – czynnik mieszczący w sobie stałe proporcjonalności słabo zależne od γ i wolno zmieniające się wraz z λ .

$\Pr(\varepsilon_\lambda \geq \lambda^\gamma)$ – rozkład prawdopodobieństwa przewyższenia granicznych natężeń procesu w zadanej skali λ determinowanych za pomocą wartości skali podniesionej do potęgi γ .

Wykładnik potęgi γ jest zwany osobliwością, ponieważ jego wzrost przekłada się na szybkie podnoszenie progu granicznego, którego przewyższenie staje się

możliwe przez coraz rzadsze, osobliwie wysokie natężenia procesu. Efektem stosowania metody rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania jest oszacowanie charakterystycznej funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ powiązanej z funkcją skalowania momentów $K(q)$ transformacją Legendre'a (Frisch i Parisi 1985):

$$K(q) = \max_{\gamma} (q\gamma - c(\gamma)). \quad (6.14)$$

W empirycznym wyznaczeniu funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ wykorzystuje się mechanizm znany z klasycznej metody zliczania pudełek. Region D -wymiarowej przestrzeni jest pokrywany przez $N_{\lambda} = \lambda^D$ nienakrywających się pudełek o objętości λ^{-D} . W przypadku szeregów opadowych region ten redukuje się do 1-wymiarowego szeregu czasowego, a pudełka do przedziałów o długości λ^{-1} . Dla szeregu natężeń chwilowych opadów w skali czasowej λ zlicza się liczbę przedziałów $N_{\lambda}(\gamma)$ z natężeniem ε_{λ} spełniających warunek

$$\frac{\log(\varepsilon_{\lambda})}{\log(\lambda)} \geq \gamma. \quad (6.15)$$

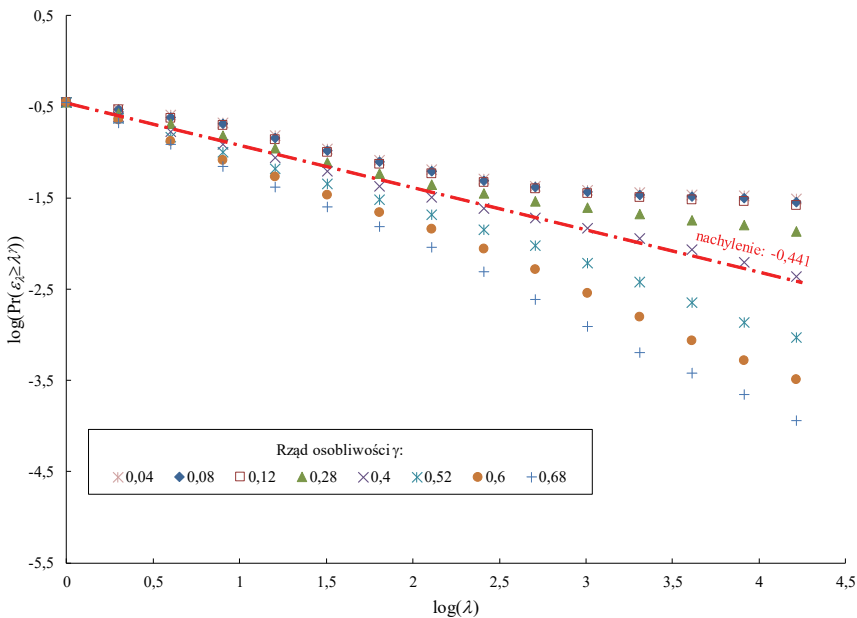
Operacja ta jest powtarzana wielokrotnie dla całej hierarchii wartości osobliwości γ i wartości współczynników skali λ . Odniesienie liczby nie-pustych przedziałów $N_{\lambda}(\gamma)$ do globalnej liczby przedziałów w skali czasowej N_{λ} pozwala na oszacowanie rozkładu prawdopodobieństwa

$$\Pr(\varepsilon_{\lambda} \geq \lambda^{\gamma}) \approx \frac{N_{\lambda}(\gamma)}{N_{\lambda}}. \quad (6.16)$$

Połączenie zależności (6.13) i (6.16) implikuje możliwość określenia empirycznych wartości funkcji kowymiaru dla hierarchii rozpatrywanych osobliwości γ jako bezwzględnych nachyleń wykresów zależności logarytmu $N_{\lambda}(\gamma)/N_{\lambda}$ względem logarytmu λ .

Mechanizm numerycznej implementacji metody rozkładu prawdopodobieństwa wielokrotnego skalowania jest zbliżony do metody funkcyjnego zliczania pudełek. Nie są to jednak narzędzia o porównywalnym potencjale poznawczym procesów multifrakalnych. W metodzie funkcyjnego zliczania pudełek korzysta się tylko z arbitralnie ustalonych granicznych natężeń procesu, podczas gdy w metodzie rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania obserwowane natężenia procesu są poddawane agregacji dla hierarchii skal λ , a graniczne poziomy natężenia są funkcyjnie powiązane z wartościami skal λ przez rozpatrywaną, niezależną hierarchię rzędów osobliwości γ .

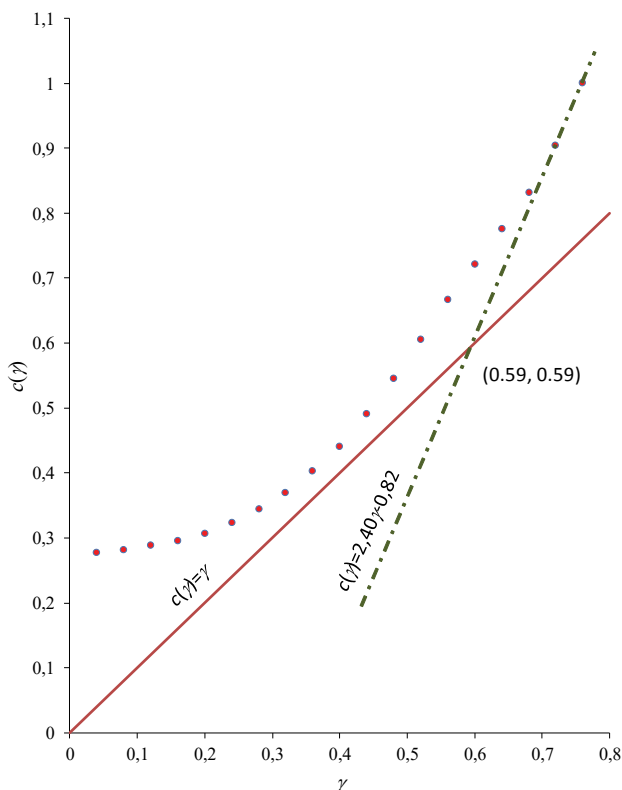
Badania szeregów opadowych zarejestrowanych przez deszczomierz R15 w Warszawie z użyciem metody rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania przeprowadzono z użyciem programu obliczeniowego PDMS opracowanego przez Licznara (2009a). Wyniki obliczeń prawdopodobieństwa przewyższenia granicznych natężeń procesu dla hierarchii analizowanych skal czasowych, podobnie jak w metodzie momentu śladu, są prezentowane na wykresie na rys. 6.7. Obliczenia zostały przeprowadzone dla 24 różnych wartości rzędów osobliwości $\gamma \in [0,04; 0,96]$. W celu czytelności na wykresie na rys. 6.7 są przedstawione wyniki tylko dla wybranych wartości osobliwości γ . Dla wszystkich prezentowanych przypadków zachowana jest skalowa relacja między prawdopodobieństwem $\Pr(\varepsilon_\lambda \geq \lambda^\gamma)$ a współczynnikiem skali λ manifestująca się w postaci liniowych zależności między logarytmami ich wartości. Wspomniana liniowa zależność jest wyraźnie spełniona dla osobliwości $\gamma = 0,4$, dla której nachylenie równa się $-0,441$. Bez względu na wartość z tej liczby jest zatem oszacowaniem empirycznej wartości funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ dla argumentu $\gamma = 0,4$.



Rys. 6.7. Wykres w podwójnie logarymicznej skali zależności prawdopodobieństwa przewyższenia poziomów natężenia deszczu dla różnych wartości osobliwości γ względem współczynnika skali λ otrzymany dla 1-minutowego szeregu natężeń opadów dla deszczomierza R15 w Warszawie dla skal czasowych od $\lambda = 16\ 384$ (1 min) do $\lambda = 1$ (11,4 dni)

Idealnie liniowy przebieg zależności na rys. 6.7 ulega niemniej zaburzeniu zarówno dla niskich natężeń, jak i wysokich. Po przekroczeniu wartości ($\log(\lambda) = 2,71$, $\lambda = 512$, $t = 32$ min) zależności skalowe dla niskich natężeń skojarzone z niskimi wartościami γ ulegały widocznemu ugięciu ku górze, podczas gdy zależności skalowe dla wysokich natężeń skojarzone z wysokimi wartościami γ (równymi na wykresie np. 0,60, 0,72 i 0,80) ulegały wyraźnemu ugięciu ku dołowi. Występowanie analogicznych zmian w nachyleniu wykresów zależności $\log(\Pr(\varepsilon_\lambda \geq \lambda^\gamma))$ względem $\log(\lambda)$ zostało odnotowane wcześniej przez wielu badaczy analizujących szeregi opadowe metodą rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania (de Lima 1998; Licznar 2009a; Tessier i in. 1996). Zjawisko to było tłumaczone ograniczeniami metrologicznymi deszczomierzy wykazującymi tendencję do zaniżania rejestracji wysokich natężeń i zawyżania rejestracji niskich natężeń opadów. Istotne jest przy tym zwrócenie uwagi, że w sposób konsekwentny względem prezentowanych już wyników analiz szeregów opadowych z deszczomierza R15 w Warszawie metodami analizy widma, funkcyjnego zliczania pudełek oraz momentu śladu – załamanie zależności skalowych pojawia się dla skali odpowiadającej w przybliżeniu czasowi 30 min.

Sporządzony na podstawie analizy skalowych relacji między prawdopodobieństwem $\Pr(\varepsilon_\lambda \geq \lambda^\gamma)$ a współczynnikiem skali λ empiryczny wykres przebiegu funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ dla deszczomierza R15 z Warszawy jest prezentowany na rys. 6.8. Wykres ten ma generalnie charakter nieliniowy, a jego kształt jest podobny do wykresu teoretycznej funkcji kowymiaru prezentowanej na rys. 6.6. Dla wartości osobliwości większych od 0,72 obserwowany jest już liniowy charakter wykresu, którego kierunek zaznaczono linią przerywaną. Jest to niezależnym w stosunku do metody momentu śladu empirycznym dowodem istnienia multifraktalnego przejścia fazowego (transformacji pierwszego rzędu), a wspomniana wartość osobliwości równa 0,72 jest osobliwością krytyczną oznaczaną γ_D . Obliczenie równania prostej dla tego liniowego odcinka funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ pozwala na oszacowanie wartości rzędu krytycznego q_D (będącego nachyleniem prostej) oraz wartości funkcji skalowania momentów dla tego argumentu $K(q_D)$ będącej ujemną wartością wyrazu wolnego. Wyznaczone na rys. 6.8 nachylenie spadku prostej regresji wynosiło 2,40, a wyraz wolny równał się $-0,82$. Sugeruje to wartości rzędu krytycznego $q_D = 2,40$ i funkcji $K(q_D) = 0,82$, które to pozostają w zadawalającej zgodności z wynikami analiz empirycznej funkcji skalowania momentów dla deszczomierza R15 z Warszawy przedstawionymi w podrozdz. 6.4 monografii.



Rys. 6.8. Empiryczny przebieg funkcji kowymiaru $c(\gamma)$ uzyskany dla 1-minutowego szeregu natężeń opadów dla deszczomierza R15 w Warszawie dla skal czasowych od $\lambda = 16\,384$ (1 min) do $\lambda = 1$ (11,4 dni)

Na wykresie na rys. 6.8 wyznaczono także charakterystyczny punkt powstały w wyniku przecięcia linii będącej przedłużeniem liniowego segmentu empirycznego wykresu kowymiaru z prostą o równaniu $c(\gamma) = \gamma$. Współrzędne tego punktu (0,59; 0,59) są kolejnym niezależnym oszacowaniem wymiaru fraktalnego geometrycznej „podstawy” wystąpień opadów w szeregu opadowym dla deszczomierza R15 z Warszawy. Uzyskana wartość wymiaru fraktalnego $D = 0,59$ jest wyraźnie zbliżona do oszacowania wynikającego ze stosowania metody momentu śladu ($D = 0,61$). Warto także przeanalizować układ wykreślonej na rys. 6.8 prostej o równaniu $c(\gamma) = \gamma$ względem empirycznej funkcji kowymiaru $c(\gamma)$. Prosta ta jest prawie styczną do wykresu empirycznej funkcji kowymiaru, co dowodzi w przybliżeniu zachowawczego charakteru studiowanego procesu.

6.6. Metoda podwójnego momentu śladu

Jak zostało to już zademonstrowane (na przykładzie zapisów z deszczomierza R15 z Warszawy), statystyczna charakteryzacja bardzo nawet skomplikowanych procesów opadowych rejestrowanych z wysoką rozdzielczością czasową jest możliwa za pomocą charakterystycznych multifrakalnych funkcji $c(\gamma)$ oraz $K(q)$. Problemem pozostaje jednak to, że do opisu teoretycznych funkcji skalowania momentów (rys. 6.5) oraz kowymiaru (rys. 6.8) konieczne jest użycie nieskończonej liczby parametrów. W celu rozwiązania tego problemu zaproponowano uniwersalny model multifrakalny, w którym zakłada się, że funkcje te mogą zostać opisane z zadowalającą dokładnością z użyciem jedynie trzech parametrów. Model ten odwołuje się do często spotykanej w fizyce koncepcji „uniwersalności” (ang. *universality*), a więc obecności w różnych procesach tego samego strukturalnego zachowania dynamicznego, które po uprzednim odrzuceniu nieistotnych jego drugoplanowych dynamik może być opisane z wykorzystaniem zestawu kilku parametrów. Koncepcja uniwersalności stała się szczególnie inspiracją dla prac Schertzera i Lovejoya (1987), którzy przede wszystkim wskazywali na analogię między procesami multifrakalnymi a multiplikatywnymi kaskadami losowymi, a dla szczególnego przypadku ciągłych kaskad dowodzili istnienia pewnych (stałych, atraktorowych) generatorów prowadzących do różnych klas multifraktali, wykazujących dobrze rozpoznawalne charakterystyczne zachowania. Promowali oni ciągłe kaskady jako bardziej realistyczne względem prostszych dyskretnych (multiplikatywnych) kaskad opartych na mechanizmie arbitralnych i ustalonych, zwykle całkowitych współczynników skal dla każdego stopnia procesu. W przeciwieństwie do tego kaskady ciągłe są zbudowane z nieskończonej liczby stopni obejmującej szeroki zakres skal. Mogą one być efektem „zagęszczania” (ang. *densification*) kaskad dyskretnych, realizowanego przez dodawanie coraz większej liczby stopni pośrednich, w dążeniu do nieskończonej liczby nieskończone małych stopni w kaskadzie. Finałem tego dla kaskad multiplikatywnych są stabilne i atraktorowe procesy wykazujące zachowanie „uniwersalne”. Szczegółowa dyskusja tych zagadnień może być odnaleziona w oryginalnych publikacjach Schertzera i Lovejoya (1987, 1989) oraz Lovejoya i Schertzera (1990), konstrukcja i funkcjonowanie kaskad losowych (zarówno dyskretnych, jak i ciągłych) jest natomiast przedmiotem dyskusji w dalszej części niniejszej monografii.

„Uniwersalne” formuły multifrakalnych funkcji wykładniczych opisujących skalowanie rozkładów prawdopodobieństwa $c(\gamma)$ oraz momentów statystycz-

nych $K(q)$ mają następującą postać (Schertzer i Lovejoy 1987; 1989; Lovejoy i Schertzer 2006):

$$c(\gamma - H) = \begin{cases} C_1 \left(\frac{\gamma}{C_1 \alpha'} + \frac{1}{\alpha} \right)^{\alpha'} & \text{dla } \alpha \neq 1 \\ C_1 \exp\left(\frac{\gamma}{C_1} - 1\right) & \text{dla } \alpha = 1, \end{cases} \quad (6.17)$$

$$K(q) - qH = \begin{cases} \frac{C_1}{\alpha - 1} (q^\alpha - q) & \text{dla } \alpha \neq 1 \\ C_1 q \ln(q) & \text{dla } \alpha = 1. \end{cases} \quad (6.18)$$

We wzorze (6.18) $q = \frac{dc}{d\gamma} \geq 0$, α przyjmuje wartości z zakresu $[0, 2]$, a parametr α' jest powiązany z indeksem Lévy'ego zależnością

$$\frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\alpha'} = 1 \quad \text{dla } \alpha \neq 1. \quad (6.19)$$

Struktura funkcji opisanych wzorami (6.17÷6.19) wskazuje, że są one determinowane przez zestaw trzech parametrów multifraktalnych (ang. *universal multifractal parameters*). Parametrami tymi są: odchylenie od zachowawczości (ang. *deviation from conservation*) H , kowymiar osobliwości średniej (ang. *co-dimension of the singularity of the mean*) C_1 oraz stopień multifraktalności (ang. *degree of multifractality*) α .

Parametr α , zwany także indeksem Lévy'ego, przyjmuje wartości z zakresu od 0 do 2 i jest wyróżnikiem klas uniwersalności (ang. *universality classes*). Skrajnie niska wartość $\alpha = 0$ jest swoistą dla monofraktali (odpowiada ona monofraktalnemu modelowi β). Przedział $0 < \alpha < 1$ odpowiada procesom (logarytmicznym) Lévy'ego z ograniczonymi osobliwościami, a więc multifraktalom warunkowo twardym (ang. *conditionally hard*). W przeciwieństwie do tego bezwarunkowo twarde multifraktale (ang. *unconditionally hard*) charakteryzują się wysokim stopniem multifraktalności mieszczącym się w przedziale $\alpha \in [1, 2]$. Wyróżnia się w nim dwa szczególne przypadki dla $\alpha = 1$ i $\alpha = 2$ odpowiadające odpowiednio multifraktalom logarytmicznym Cauchy'ego (ang. *log-Cauchy multifractals*) oraz logarytmiczno-normalnym Gaussa. Pozostałe wartości stopnia multifraktalności, mieszczące się w przedziale $1 < \alpha < 2$, odpowiadają procesom (logarytmicznym) Lévy'ego z nieograniczonymi osobliwościami.

Oszacowanie uniwersalnych parametrów multifrakalnych, a zwłaszcza dwóch spośród nich, tj. kowymiaru osobliwości średniej C_1 oraz stopnia multifraktalności α , wymaga zastosowania dodatkowego narzędzia warsztatu multifrakalnego, jakim jest metoda podwójnego momentu śladu (ang. *double trace moment method*). Co ważne – metoda ta może być stosowana dla estymacji uniwersalnych parametrów multifrakalnych nie tylko dla tzw. miękkich multifraktali, lecz także dla twardych multifraktali o rzadkich i gwałtownych osobliwościach (Schertzer i Lovejoy 1987; Tessier i in. 1993).

Metoda podwójnego momentu śladu jest pewnego rodzaju generalizacją opisywanej już metody momentu śladu. Osiąga się ją dzięki zwiększeniu dynamicznego zakresu analizowanego procesu, co jest możliwe po wprowadzeniu drugiego (podwójnego) momentu. W tym celu wartości natężeń procesu ε_λ powiązane z najdrobniejszą rozdzielczością λ' procesu są podnoszone do potęgi η , a następnie przeprowadza się ich normalizację czyli dzieli ich wartości przez średnią dla całego zbioru

$$\varepsilon_\lambda^{(\eta)} = \frac{\varepsilon_{\lambda'}^\eta}{\langle \varepsilon_{\lambda'}^\eta \rangle}. \quad (6.20)$$

Na podstawie wartości natężeń obliczonych ze wzoru (6.20) wprowadza się tzw. podwójny moment śladu, który w rozdzielczości λ jest zdefiniowany następująco:

$$Tr_\lambda[\varepsilon_\lambda^{(\eta)q}] \approx \lambda^{K(q, \eta) - (q-1)D}, \quad (6.21)$$

$K(q, \eta)$ – (podwójna) funkcja skalowania wykładniczego momentów. Obustronne zlogarytmowanie równania (6.21) uzasadnia obliczanie wartości funkcji $K(q, \eta)$ analogicznie do metody momentu śladu jako nachyleń spadków zależności liniowych $\log(Tr_\lambda[\varepsilon_\lambda^{(\eta)q}])$ względem $\log(\lambda)$. Obliczenia wartości funkcji $K(q, \eta)$ przeprowadza się dla hierarchii różnych wartości momentów q oraz różnych wartości momentów η . W tym rozszerzonym algorytmie znana już dobrze funkcja $K(q)$ jest tylko szczególnym przypadkiem funkcji $K(q, \eta)$ dla $\eta = 1$, czyli $K(q, 1) \equiv K(q)$. Co istotne dla procesu zachowawczego ($H = 0$) – funkcje $K(q, \eta)$ i $K(q)$ są połączone zależnością (Pandey i in. 1998; Tessier i in. 1993)

$$K(q, \eta) = \eta^\alpha K(q). \quad (6.22)$$

Dzięki zależności (6.22) jest możliwe oszacowanie stopnia multifraktalności α jako nachylenia wykresów zależności $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$ dla

hierarchii wartości q . Dodatkowo – konsekwentnie dla przypadku $H = 0$ i na bazie modelu (6.18) – zależność ta jest podstawą do zapisania uniwersalnej formy funkcji

$$K(q, \eta) = \begin{cases} \frac{C_1}{\alpha - 1} \eta^\alpha (q^\alpha - q) & \text{dla } \alpha \neq 1 \\ C_1 \eta q \ln(q) & \text{dla } \alpha = 1 \end{cases}, \quad (6.23)$$

α przyjmuje wartości z zakresu $[0, 2]$, a $q > 0$ dla $\alpha \neq 2$.

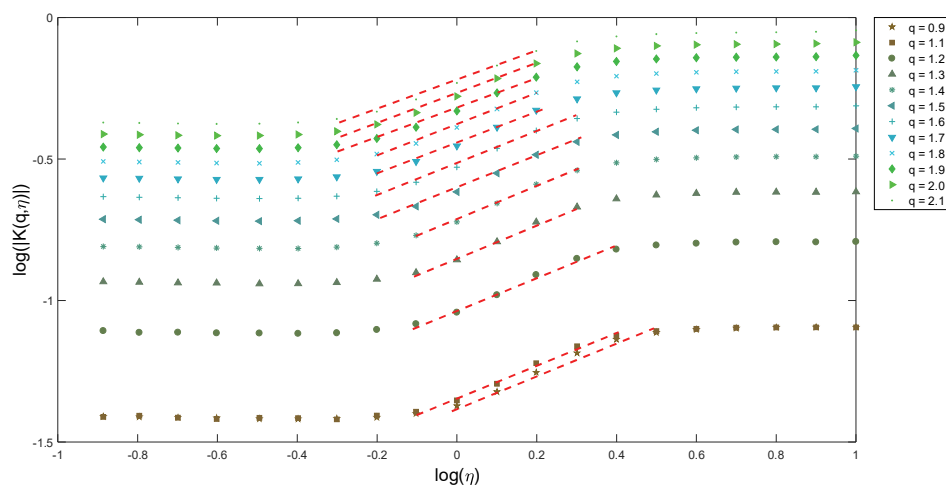
Dla szczególnego przypadku potęgi $\eta = 1$ funkcja (6.23) redukuje się do postaci

$$K(q, 1) = \frac{C_1}{\alpha - 1} (q^\alpha - q). \quad (6.24)$$

Postać wzoru (6.24) po uprzednim obliczeniu wartości stopnia multifraktalności α jest przekształcana w celu obliczenia kowymiaru osobliwości średniej C_1 . Wartości C_1 oblicza się także dla hierarchii wartości rzędów q , a niezbędne w tym celu wartości funkcji $K(q, 1)$ przyjmuje się za równe wartościom wyrazów wolnych równań zależności liniowych $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$.

Trzeba jednak przy tym pamiętać, że zależności o charakterze liniowym między wartościami $\log(|K(q, \eta)|)$ i $\log(\eta)$ nie mają charakteru ciągłego i nieograniczonego w domenie rzędów q z uwagi na multifraktalne transformacje fazowe. Zależność (6.22) jest spełniona jedynie wówczas, gdy obserwuje się zbieżność momentów, a analizowana próbka jest odpowiednio duża dla dokładnej estymacji wykładników skalowania. W przeciwnym razie pojawia się problem występowania krytycznych rzędów momentów q_D i q_s , swoistych dla multifraktalnych transformacji fazowych pierwszego i drugiego rzędu. Wtedy dla wyższych rzędów q spełniających warunek $\max(q\eta, q) > \min(q_D, q_s)$ funkcja $K(q, \eta)$ przestaje być zależną od η według formuły (6.22). Manifestuje się to na wykresach zależności $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$ w postaci załamania ich liniowego przebiegu i pojawieniu się wyraźnie krzywoliniowych przebiegów. Załamanie w liniowości zależności $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$ pojawia się także dla małych wartości η -momentów, dla których spełniony jest warunek $\min(q, q\eta) < q_{\min}$. Mechanizm tego załamania jest odmienny i wynika z bardzo silnego wzmocnienia przez odpowiednio niskie rzędy q samych najniższych wartości natężeń opadów. Bardzo niskie natężenia opadów mogą być bardzo mocno zakłócone, zniekształcane przez szумы pomiarowe, wręcz same szумы mogą zapełniać przestrzeń pomiarową.

Analizy szeregów opadowych zarejestrowanych przez deszczomierz R15 w Warszawie według metody podwójnego momentu śladu przeprowadzono z użyciem autorskiego programu DTM opracowanego przez Licznara (2009a). W programie DTM, będącym rozszerzeniem programu TRACE, metoda podwójnego momentu śladu została zaimplementowana dla skal czasowych λ od 16 384 do 1 odpowiadających czasom od 1 min do 16 384 min (nieco ponad 11 dni). Program DTM obliczał wartości q -momentów dla η -normalizowanych natężeń dla szeregu wartości q i η wzrastających o 0,1 i mieszczących się w przedziałach $q \in [0,90, 2,10]$ i $\eta \in [0,1, 10]$.



Rys. 6.9. Zależności $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$ dla przyjętych rzędów momentów q otrzymane dla 1-minutowego szeregu czasowego rejestracji natężeń opadów z deszczomierza R15 w Warszawie dla skal czasowych λ od 16 384 do 1.

Wykresy dla $q = 0,9$ i $q = 1,1$ pokrywają się wzajemnie dla wielu punktów; na wykresach zaznaczono odcinki o w przybliżeniu liniowym charakterze zależności $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$

Wyniki obliczeń q -momentów dla η -normalizowanych natężeń opadów zarejestrowanych przez deszczomierz R15 w Warszawie zaprezentowano na rys. 6.9. Wykresy te są kolejnym potwierdzeniem multifraktalnego charakteru zarejestrowanych szeregów czasowych natężeń opadów. Na wykresach na rys. 6.9, w ich środkowej części ujawniają się charakterystyczne zależności liniowe empirycznych wartości $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$. Zakres środkowej części wykresu, dla którego spełniona jest relacja (6.22), jest jak wspomniano determinowany przez graniczne wartości q_{\min} i q_{\max} rzędów momentów kry-

tycznych. Oszacowania wartości q_{\min} oraz q_{\max} wykonano na podstawie analizy wykresów na rys. 6.9 dla całej hierarchii analizowanych rzędów q . Dla każdego z wykresów odczytano graniczne wartości $\log(\eta)$, które zestawiono w tab. 6.2. Na ich podstawie obliczono końcowe wartości krytycznych rzędów momentów q_{\min} i q_{\max} będące ilorazami odpowiednich wartości q i η , co wynika z operowania wartościami podwójnej funkcji skalowania wykładniczego momentów $K(q, \eta)$, a więc podnoszenia natężeń chwilowych opadów wpierw do potęgi η , a później jeszcze do potęgi q .

Tabela 6.2. Wartości minimalnych i maksymalnych krytycznych momentów q_{\min} i q_{\max} oszacowane dla załamów wykresów dla rzędów momentów $q \in [0,90, 2,10]$ z rys. 6.9

Krzywa dla q	Minimalny moment krytyczny q_{\min}			Maksymalny moment krytyczny q_{\max}		
	$\log(\eta)$	η	$q_{\min} = q\eta$	$\log(\eta)$	η	$q_{\max} = q\eta$
0,90	0,0	1,00	0,90	0,5	3,16	2,85
1,10	-0,1	0,79	0,87	0,4	2,51	2,76
1,20	-0,1	0,79	0,95	0,4	2,51	3,01
1,30	-0,1	0,79	1,03	0,3	2,00	2,59
1,40	-0,1	0,79	1,11	0,3	2,00	2,79
1,50	-0,2	0,63	0,95	0,3	2,00	2,99
1,60	-0,2	0,63	1,01	0,3	2,00	3,19
1,70	-0,2	0,63	1,07	0,2	1,58	2,69
1,80	-0,2	0,63	1,14	0,2	1,58	2,85
1,90	-0,3	0,50	0,95	0,2	1,58	3,01
2,00	-0,3	0,50	1,00	0,2	1,58	3,17
2,10	-0,3	0,50	105	0,2	1,58	3,33
Średnia			1,00	Średnia		2,94
Odchylenie standardowe			0,08	Odchylenie standardowe		0,22

Szacunki q_{\min} oraz q_{\max} otrzymane dla różnych wykresów z rys. 6.9 (dla kolejnych wartości q) są zbliżone do siebie, chociaż potencjalnie mogły być mocno obciążone przez subiektywne, mało precyzyjne oszacowania granicznych wartości $\log(\eta)$. Obliczone wartości krytycznych rzędów momentów q_{\min} i q_{\max} przyjmowały odpowiednio wartości 1,00 i 2,94, a ich odchylenia standardowe stanowiły około 8% przywołanych wartości. Należy jednak zauważyć, że zawarta w tab. 6.2 średnia wartość $q_{\max} = 2,94$ nie pokrywa się dokładnie z oszacowaniem wartości krytycznego rzędu momentu $q_D = 2,40$ według meto-

dy momentu śladu. Po przyjęciu za prawidłowy wynik $q_{\min} = 1,00$ i obniżeniu nawet oszacowania q_{\max} do 2,40 za wiarygodne do dalszego wyznaczania uniwersalnych parametrów multifrakalnych α i C_1 uznano krzywe dla rzędów momentów q od 1,1 do 2,1.

Wyniki oszacowań uniwersalnych parametrów multifrakalnych α i C_1 uzyskane na podstawie wartości współczynników kierunkowych i wyrazów wolnych równań liniowych zależności wartości $\log(|K(q, \eta)|)$ względem $\log(\eta)$ zestawiono w tab. 6.3 dla poszczególnych wartości rzędów momentów q . Średnia oszacowana wartość stopnia multifrakalności α to 0,55, a kowymiaru osobliwości średniej $C_1 - 0,44$. Wartości obydwu parametrów szacowane w całym zbiorze analizowanych krzywych dla różnych wartości q charakteryzowały się niskimi odchyleniami standardowymi parametrów α i C_1 równymi ok. 6% i 2%.

Tabela 6.3. Zestawienie obliczeń wartości indeksu Lévy'ego α i kowymiaru średniej procesu C_1

Krzywa dla q	$K(q, 1)$	α	C_1
1,10	-1,352	0,563	0,433
1,20	-1,042	0,559	0,432
1,30	-0,856	0,596	0,430
1,40	-0,722	0,593	0,431
1,50	-0,616	0,544	0,436
1,60	-0,529	0,543	0,437
1,70	-0,454	0,553	0,438
1,80	-0,388	0,555	0,439
1,90	-0,330	0,496	0,449
2,00	-0,278	0,498	0,450
2,10	-0,231	0,500	0,451
Średnia		0,546	0,439
Odchylenie standardowe		0,035	0,008

Obliczone wartości uniwersalnych parametrów multifrakalnych α i C_1 w połączeniu z wartością krytycznego rzędu momentu q_D umożliwiają oszacowania wymiaru fraktalnego podstawy wystąpienia procesu opadowego zgodnie z zależnością podawaną przez Tessiera i in. (1993)

$$\frac{C_1}{\alpha - 1} \frac{q_D^\alpha - q_D}{q_D - 1} = D. \quad (6.25)$$

Po przyjęciu we wzorze (6.25) wartości $q_D = 2,40$ wyznaczonej w wyniku analiz metodami momentu śladu i rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania obliczona wartość $D = 0,54$ odpowiada dokładnie oszacowaniu wymiaru fraktalnego podstawy procesu opadowego uzyskanemu z metody funkcyjnego zliczania pudełek. Po przyjęciu natomiast wyższej wartości krytycznego rzędu momentu $q_D = 2,94$, wynikającej z metody podwójnego momentu śladu, obliczona ze wzoru (6.25) wartość $D = 0,57$. Mieści się ona między oszacowaniami wymiaru fraktalnego podstawy procesu opadowego uzyskanymi z metody funkcyjnego zliczania pudełek i metody rozkładu prawdopodobieństwa / wielokrotnego skalowania oraz metody momentu śladu (D równe odpowiednio: 0,54, 0,59, 0,61). Jest to pośrednim potwierdzeniem poprawności oszacowania wartości uniwersalnych parametrów multifraktalnych.

Obliczone wartości uniwersalnych parametrów multifraktalnych α i umożliwiają także obliczenie ostatniego brakującego parametru multifraktalnego, tj. odchylenia od zachowawczości (miary stopnia niezachowawczości procesu) H , na podstawie przyrównania wykładnika potęgowego β całego widma mocy analizowanego procesu (patrz rys. 6.2 i wzór (6.5)) z wartością wykładnika potęgowego dla procesu zachowawczego $\beta_{\text{con}} = 1 - K(2)$, według wzoru (Tessier i in. 1996)

$$H = \frac{\beta - \beta_{\text{con}}}{2} = \frac{\beta - 1 + K(2)}{2}. \quad (6.26)$$

W przypadku szeregu opadowego zarejestrowanego przez deszczomierz R15 w Warszawie wartość wykładnika potęgowego dla całego widma mocy (z pominięciem najwyższych częstotliwości, dla których uwidaczniał się nienaturalny pik wynikający z niepoprawnej rejestracji małoskalowej dynamiki opadu zniekształconej przez błąd stopniowej odpowiedzi elektronicznego deszczomierza wagowego) równała się w przybliżeniu 0,57. Obliczony na tej podstawie ze wzoru (6.26) parametr H wynosił 0,05. Był on zatem bliski 0, co świadczy o zachowawczości analizowanego szeregu opadowego.

Odnośnie do wyznaczonej wartości indeksu Lévy'ego $\alpha = 0,546$ i dyskusowanego podziału na klasy uniwersalności należy zwrócić jeszcze uwagę, że $\alpha \in (0, 1)$, a więc opady zarejestrowane przez deszczomierz R15 w Warszawie są realizacją procesu logarytmicznego Lévy'ego z ograniczonymi osobliwościami. Multifraktale powstałe w wyniku takiego procesu są nazywane warunkowo twardymi (ang. *conditionally hard*). Całkowanie takich multifraktali po zbiorze obserwacyjnym o zadawalająco dużym wymiarze może prowadzić do miękk-

kiego (ang. *soft*) zachowania. Niska, wyraźnie niższa od jedności wartość stopnia multifraktalności $\alpha = 0,546$ dowodzi „miękkości” procesu, który jako taki może być w sposób bardziej prawidłowy zamodelowany za pomocą multiplikatywnej kaskady typu mikrokanonicznego. Zagadnienie modelowania procesów multifraktalnych z wykorzystaniem kaskad losowych jest szerzej dyskutowane w rozdz. 7 monografii.

Dyskutowane wyniki obliczeń uniwersalnych parametrów multifraktalnych dla deszczomierza R15 w Warszawie można w kraju odnieść jedynie do wcześniejszych wyników Licznara (2009a) odnoszących się do deszczomierza z Wrocławia, w przypadku którego udowodniony został zachowawczy charakter procesu opadowego, a parametry α i C_1 oszacowane na odpowiednio 0,69 i 0,34. Podawana przez Licznara (2009a) wartość stopnia multifraktalności była wyższa, ale nadal mieszcząca się w klasie procesów logarytmicznych Lévy’ego z ograniczonymi osobliwościami. Patrząc w szerszej europejskiej perspektywie, wartości stopnia multifraktalności i kowymiaru osobliwości średniej dla deszczomierza R15 w Warszawie były wyraźnie zbliżone do wartości obliczonych przez de Limę (1998) dla 15-minutowy szeregów opadowych z Vale Formoso w Portugalii: $\alpha = 0,49$, $C_1 = 0,51$. Wartości te mieściły się także w zakresie przedziałów parametrów zdiagnozowanych przez Tessiera i in. (1996) na podstawie dobowych szeregów opadowych z 30 deszczomierzy we Francji ($\alpha = 0,7 \pm 0,2$, $C_1 = 0,4 \pm 0,1$).

7. GENERATORY SYNTETYCZNYCH HISTOGRAMÓW

7.1. Definicje pojęć

Wykazanie multifrakalnych cech szeregów opadowych czy też nawet ich opis z wykorzystaniem uniwersalnego modelu multifrakalnego, co zostało zilustrowane w rozdz. 6 na przykładzie rejestracji z deszczomierza R15 w Warszawie, otwiera drogę do generowania syntetycznych szeregów opadowych. W rozdziale niniejszym przedstawiono współczesny warsztat generowania syntetycznych szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej oparty na multiplikatywnych kaskadach losowych, które pierwotnie były wykorzystywane do modelowania wielkoskalowej dynamiki procesów turbulencji. Warsztat multiplikatywnych kaskad losowych jest prezentowany w sposób pełny, gdyż dyskutowane są nie tylko modele losowych kaskad dyskretnych, adaptowane do stosowania w warunkach krajowych już blisko dekadę temu przez Licznara (2009a; 2009b), lecz także jak dotąd niestosowane modele kaskad ciągłych. Aplikacja modeli kaskad dyskretnych i ciągłych jest demonstrowana na przykładach dotyczących zasadniczo polskich deszczomierzy, a przy okazji akcentowany jest wkład badań krajowych z ostatnich lat w stan światowej wiedzy dotyczącej generowania syntetycznych szeregów opadowych na potrzeby modelowania kanalizacji deszczowych.

Syntetyczne szeregi opadowe to sztuczne szeregi opadowe imitujące rzeczywiste serie opadowe, a więc wykazujące analogiczne cechy multifrakalne i o parametrach statystycznych porównywalnych z parametrami ustalonymi w rejestracjach rzeczywistych opadów. W hydrologii miejskiej dysponowanie syntetycznymi szeregami opadowymi ma walor autentycznego przełomu inżynierskiego. Dopóki bowiem inżynierowie nie posiadali dostępu do takich syntetycznych szeregów opadowych, mogli bazować jedynie na znanych im historycznych rejestracjach opadów. Oznaczało to, że w projektowaniu przebudowy systemów odwadniania, względnie ich modyfikacji pod kątem dostosowania do

pracy w perspektywie następnych np. 30÷50 lat, inżynierowie mogli tylko budować ich komputerowe modele hydrodynamiczne, a następnie prowadzić na nich symulacje z wykorzystaniem zarejestrowanych lokalnie w ostatnich 10-leciach opadów. W *Komentarzu do ATV-A118P* (Schmitt 2007) wskazywano w tym zakresie na konieczność postępowania się lokalnymi szeregami opadowymi o wysokiej rozdzielczości czasowej nawet z okresu 30 lat w przypadku centrów miast. Przedstawioną dotychczasową praktykę inżynierską cechowały dwie wyraźne słabości. Korzystając z niej, trzeba było a priori założyć, że zarejestrowany przebieg opadów powtórzy się w sposób identyczny w przyszłości, co jest oczywistym przekłamaniem. Co gorsza w wielu przypadkach nie było dostępu do niezbędnych lokalnych danych opadowych, co ograniczało potencjał prowadzenia jakichkolwiek rzetelnych analiz dotyczących przebudowy i modernizacji skomplikowanych systemów odwadniania. Z tych przyczyn przejście ku korzystaniu z syntetycznych szeregów opadowych otwiera drogę do prawdziwej rewolucji w hydrologii miejskiej. Możliwe jest bowiem na podstawie nawet znacznie krótszych lokalnych rejestracji opadowych rozpoznanie ich multifrakalnych charakterystyk (co wykazano w rozdz. 6 na przykładzie jedynie ok. 2-letnich zapisów z deszczomierza R15 w Warszawie) i stworzenie lokalnych generatorów opadów syntetycznych. Pozyskiwane z generatorów szeregi opadowe można traktować jako potencjalne scenariusze opadowe, które mogą zaistnieć w przyszłości. Na dodatek takich scenariuszy możemy mieć dowolną liczbę. A to już krok do kolejnego skoku jakościowego w hydrologii miejskiej ku wprowadzeniu stosowania modeli wiązkowych. W dalszej części tego rozdziału zaprezentowano warsztat tworzenia generatorów syntetycznych szeregów opadów, zagadnienie perspektywy stosowania modeli wiązkowych w hydrologii zostało natomiast podjęte szerzej w Podsumowaniu monografii.

Jak wspomniano, punktem wyjścia do budowy generatorów syntetycznych szeregów opadowych jest wykazanie ich cech multifrakalnych. Zgodnie z teorią multifraktału przyjmuje się, że dynamika procesów multifrakalnych może być modelowana przy wykorzystaniu multiplikatywnych modeli kaskadowych. Modele kaskadowe pozwalają na prawidłowe odwzorowanie nie tylko dużego zróżnicowania chwilowych (lokalnych) natężeń procesu oraz jego nieciągłości, lecz także dzięki swojej strukturze na zachowanie charakterystycznych skalowych relacji występujących między poszczególnymi jego skalami, czyli poziomami kaskad. Z wymienionych powodów modele kaskadowe mogą być narzędziami służącymi generowaniu syntetycznych danych opadowych. Istnieje przy tym potencjalna możliwość skorzystania z różnych typów kaskad. Mogą to być

kaskady ciągłe lub dyskretne (nieciągłe), a w przypadku tych ostatnich możliwe jest potencjalne zastosowanie kaskad o generatorach mikrokanonicznych lub kanonicznych. W ciągu niespełna ostatniej dekady udało się zweryfikować stosowność wszystkich tych typów kaskad do generowania syntetycznych szeregów opadowych w warunkach krajowych. Ponadto dzięki unikalnemu poligonowi badawczemu, nowoczesnej i licznej sieci deszczomierzowej w Warszawie udało się precyzyjnie przeanalizować zmienność przestrzenną generatorów kaskad ciągłych i dyskretnych kaskad mikrokanonicznych w skali dużego miejskiego pola opadowego.

7.2. Losowe kaskady dyskretne

Działanie dyskretnej kaskady losowej w przypadku generowania syntetycznego szeregu opadowego zakłada kaskadowy, powtarzalny na kolejnych poziomach kaskady, podział pewnej znanej wysokości opadu R zdeponowanego w pewnym okresie jego trwania na kilka mniejszych przedziałów o zdefiniowanych rozmiarach. Liczba tych przedziałów jest określana przez liczbę rozdziału b (ang. *branching numer*). W celu uproszczenia struktury modelu kaskadowego najczęściej przyjmuje się $b = 2$, co oznacza każdorazowo podział na dwa podprzedziały czasowe (rys. 7.1). Wysokość opadu przypisywana każdemu z podprzedziałów kaskady jest iloczynem wysokości opadu R w przedziale i wagi kaskady W . Ta multiplikatywna operacja jest powtarzana raz za razem ku coraz niższym poziomom kaskady odpowiadającym szeregom opadowym o coraz wyższej rozdzielczości czasowej, proces ten jest nazywany procesem drobnoziarnistym (ang. *fine-graining proces*). W efekcie tych multiplikatywnych operacji na n -tym poziomie kaskady wygenerowany chwilowy opad syntetyczny w j -tym elemencie szeregu czasowego $R_{j,k}$ jest wynikiem przemnożenia oryginalnej początkowej wysokości opadu R_0 na samym szczycie kaskady przez sekwencję wag na kolejnych poziomach kaskady:

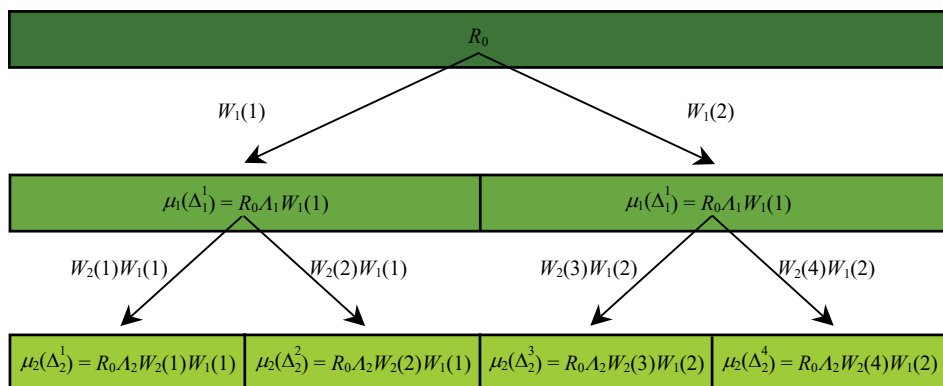
$$R_{j,k} = R_0 \prod_{i=1}^n W_{f(i,j),i}, \quad (7.1)$$

w przypadku liczby rozdziału $b = 2$, $j = 1, 2, \dots, 2^k$.

We wzorze (7.1) funkcja $f(i, j)$ indeksuje pozycję przedziału czasowego na i -tym poziomie kaskady, a jej wartość jest wyznaczana przez zaokrąglenie ku górze do najbliższej liczby całkowitej wyrażenia $j/2^{n-i}$.

W sposób oczywisty zasadniczy wpływ na działanie kaskad ma odpowiednie przyjmowanie wartości wag. Wagi te są losowo próbkowane z odpowiednich, wcześniej ustalonych rozkładów. To bardzo ważne ze względu na zapobieganie degradacji kaskad, a więc sytuacji, w której iloczyn wag we wzorze (7.1) przy rozbudowie kaskady zmierzającej ku nieskończoności, to znaczy przy $n \rightarrow \infty$, dążyć będzie do 0. Zagadnienie to omówił szczegółowo Licznar (2009a).

W celu zapobiegania zjawisku degeneracji kaskad należy także przyjmować określone założenia dotyczące sumy wag przy każdym rozdziale kaskady. W przypadku kaskad kanonicznych tylko średnia suma wag równa się 1. Dla kaskad mikrokanonicznych natomiast wagi sumują się dokładnie do 1 dla każdego z podziałów, co przy liczbie rozdziału $b = 2$ prowadzi do dopełniających się par wag $W_1 = W$ i $W_2 = 1 - W$ (W – zmienna losowa zawierająca się w przedziale od 0 do 1). Obydwa typy kaskad losowych mogą znajdować potencjalne zastosowanie do generowania syntetycznych szeregów opadowych, jednak multifraktale generowane z użyciem kaskad kanonicznych, jak zauważyli to Schertzer i Lovejoy (1992), mogą zawierać rzadko spotykane „twarde” (ang. *hard*) osobliwości powodujące dywergencję momentów statystycznych. To właśnie te „twarde” osobliwości łamią warunek mikrokanoniczności poszczególnych podziałów kaskady. W przeciwieństwie do tego w przypadku kaskad mikrokanonicznych rzędy osobliwości są odgórnie ograniczone i w efekcie dywergencja momentów jest stłumiona. Z tego powodu multifraktale generowane z kaskad mikrokanonicznych są często nazywane miękkimi (ang. *soft*).



Rys. 7.1. Schemat dwóch pierwszych poziomów typowej kaskady losowej o liczbie rozdziału $b = 2$; $A_n = 1/2^n$ – skale czasowe kolejnych generacji kaskady ($n = 0, 1, 2$), $\mu_n(\Delta_n)$ – natężenia chwilowe opadu na kolejnych poziomach kaskady rozłożone na coraz krótszych interwałach czasowych Δ_n

Struktura modeli kaskad kanonicznych była przedmiotem szczegółowych studiów przeprowadzonych przez Gupta i Waymire'a (1993), Overa (1995) oraz Overa i Gupta (1994, 1996). Jako pierwsi zaproponowali oni zastosowanie nieciągłego log-normalnego modelu β (ang. *intermittent lognormal β -model*) do modelowania pól opadowych (na bazie ich skanów radarowych). W nieciągłym modelu β generator wag W kaskady jest zdefiniowany przy użyciu dwóch niezależnych generatorów (Over 1995) w następujący sposób:

$$W = BY, \quad (7.2)$$

B, Y – niezależne generatory odnoszące się odpowiednio do nieciągłości i zróżnicowania pola opadowego.

Pierwszy z generatorów, którego zadaniem jest odwzorowanie nieciągłości (zerowego opadu), ma rozkład

$$\Pr(B=0) = 1 - b^{-\beta} \quad \text{i} \quad \Pr(B=b^\beta) = b^{-\beta}. \quad (7.3)$$

Drugi z generatorów, którego zadaniem jest odwzorowanie zróżnicowania lokalnych natężeń opadu, ma specyficzną strukturę modelu log-normalnego

$$Y = b^{-\sigma^2 \ln b / 2 + \sigma X}, \quad (7.4)$$

X – zmienna losowa o rozkładzie normalnym $N(0,1)$,

σ – parametr definiujący wariancję Y .

Zgodnie z równaniami (7.3) i (7.4) nieciągły log-normalny model β jest parametryzowany tylko przez β i σ^2 związane odpowiednio z nieciągłością i zmiennością generatora losowego W . Co istotne, te dwa parametry mogą być ustalone dla pól opadowych lub też prostszego przypadku szeregów opadowych przez analizę momentów statystycznych zarejestrowanych opadów. Over i Gupta (1994) i Over (1995) zaproponowali w tym celu stosowanie funkcji $\tau(q)$ charakteryzującej skalowanie przestrzennie uśrednionych momentów opadów $M_n(q)$ lub czasowo uśrednionych momentów względem przestrzennych lub czasowych skal λ dla hierarchii rzędów q :

$$\tau(q) = \lim_{\lambda \rightarrow 0} \frac{\log_b M_n(q)}{-\log \lambda}, \quad (7.5)$$

momenty są obliczane ze wzoru

$$M_n(q) = \sum_{i=1}^{b^n} R_{i,n}^q. \quad (7.6)$$

Warunki istnienia granicy opisanej zależnością (7.5) i jej równość co do wartości skalowania uśrednionych po zbiorze momentów są opisane twierdzeniem sformułowanym przez Holleya i Waymire'a (1992). Zgodnie z tym twierdzeniem empirycznie wyznaczana funkcja $\tau(q)$ jest bezpośrednio związana ze zmodyfikowaną, skumulowaną funkcją generującą $\chi_b(q)$

$$\tau(q) = d\chi(q), \quad (7.7)$$

d – wymiar domeny kaskady (dla szeregów czasowych opadów $d = 1$).

Funkcja $\chi_b(q)$ jest nazywana funkcją Mandelbrota–Kahane'a–Peyrière'a (w skrócie funkcja MKP) na cześć badaczy, którzy jako pierwsi wykazali jej teoretyczną ważność w kontekście kaskad losowych (Mandelbrot 1974; Kahane i Peyrière 1976). Funkcja MKP jest zdefiniowana jako

$$\chi(q) = \log_b E[W^q] - (q-1). \quad (7.8)$$

Na podstawie równania (7.8) – po jego przekształceniu z uwzględnieniem zależności (7.2÷7.4) – funkcja MPK może być bezpośrednio użyta do estymacji parametrów kaskad kanonicznych

$$\chi(q) = (\beta-1)(q-1) + \frac{\sigma^2 \ln b}{2}(q^2 - q). \quad (7.9)$$

Szczególnie przydatnymi są przy tym, na co wskazywał Over (1995), wartości funkcji MPK dla rzędów $q = 0$ i 1 . Dla $q = 0$ funkcja MPK redukuje się do postaci

$$\chi(0) = -\beta + 1, \quad (7.10)$$

co zgodnie z równaniem (7.7) pozwala na oszacowanie parametru β :

$$\hat{\beta} = \frac{1 - \tau(0)}{d}, \quad (7.11)$$

$\hat{\beta}$ – oszacowanie parametru β .

Jeśli znany jest już ten pierwszy parametr, drugi parametr generatora może być oszacowany za pomocą dopasowania funkcji (7.9) metodą najmniejszych kwadratów do wcześniej obliczonych empirycznych wartości $\tau(q)$ dla predefiniowanego zakresu rzędów q , przy narzuceniu dodatkowego warunku: $\tau(1) = 0$.

Mała liczba parametrów nieciągłego log-normalnego modelu β i ich względna łatwość szacowania są niewątpliwie cechami korzystnymi z punktu widzenia jego potencjalnego wykorzystywania w praktyce. Doświadczenia z szacowaniem parametrów modelu dla opadów występujących w tej samej

lokalizacji, ale o różniącej się dynamice, np. intensywne opady burzowe i długotrwałe opady frontalne o niskim natężeniu, wykazały jednak odmienność uzyskiwanych oszacowań β i σ^2 . Mając to na uwadze, Over i Gupta (1994) zasugerowali odrzucenie uniwersalnego generatora dla kaskad kanonicznych, zaproponowali w to miejsce uzależnienie parametrów generatora od tzw. efektu wymuszenia wielkoskalowego (ang. Large Scale Forcing – LSF). Ideę tą adaptowali do zagadnienia generowania syntetycznych szeregów opadowych Molnar i Burlando (2005) – przyjęli za miarę LSF wysokość opadu R_0 na najwyższym poziomie kaskady. Podejście takie, chociaż praktyczne i łatwe w implementacji, było jednak kwestionowane przez Veneziana i in. (2006) oraz Ruppa i in. (2009), którzy wskazywali, że wybrana a priori największa skala wymuszenia LSF nie ma konkretnego wytłumaczenia fizycznego i nie jest statystycznie zasadna. W to miejsce proponowali uzależnienie parametrów nieciągniętego log-normalnego modelu β od wydajności (wysokości) opadu dla wszystkich skal kaskady.

Alternatywą wobec dyskretnych kaskad kanonicznych mogą być kaskady mikrokanoniczne. Obydwa typy kaskad mają analogiczną konstrukcję, różnią się jednak diametralnie swoimi generatorami. Generatory kaskad mikrokanonicznych spełniają bardziej rygorystyczny względem kaskad kanonicznych warunek ścisłego zachowywania (a nie tylko co do średniej wartości) wysokości opadu między kolejnymi poziomami kaskady. Dla kaskady o n poziomach i o liczbie rozdziału b warunek ten można zapisać następująco:

$$\sum_{k=1}^b W_n(b(i-1)+k) = 1 \quad \text{dla } i = 1, 2, \dots, b^{n-1}. \quad (7.12)$$

Estymacja parametrów rozkładów generatorów kaskad mikrokanonicznych opiera się na analizie histogramów tzw. współczynników rozpadu BDC (ang. BreakDown Coefficients) opracowanych dla zbiorów danych empirycznych. Współczynniki rozpadu BDC wprowadzone pierwotnie na potrzeby badań nad turbulencją zostały adaptowane do modelowania deszczy w postaci (Menabde i Sivapalan 2000)

$$BDC(\tau, t) = \frac{R_\tau(t_1)}{R_t(t_2)} \quad \text{dla } \tau < t, \quad (7.13)$$

$R_\tau(t_1)$, $R_t(t_2)$ – wysokości opadu zakumulowane dla przedziałów czasu τ i t , wycentrowane w czasach t_1 i t_2 tak, że przedział czasu τ mieści się całkowicie w przedziale t .

Zgodnie ze wzorem (7.13) współczynnik rozpadu przyjmuje wartości w ograniczonym zakresie od 0 do 1, co w sposób oczywisty zgodnie z zależnością (7.1) obniża prawdopodobieństwo uzyskiwania z kaskad mikrokanonicznych rzadko spotykanych twardych osobliwości w postaci skrajnie wysokich natężeń chwilowych opadów. Warunek mikrokanoniczny ogranicza w sposób naturalny odgórnie rzędy osobliwości – tłumi dywergencję momentów i prowadzi do powstawania miękkich multifraktali.

Rozpoznanie empirycznego rozkładu współczynników rozpadu BDC dla lokalnych opadów pozwala na dopasowanie do niego rozkładu teoretycznego stanowiącego bazę do generowania losowych wag kaskady. Menabde i Sivapalan (2000), pionierzy implementacji kaskad mikrokanonicznych do modelowania szeregów opadowych, na podstawie analizy histogramów BDC dla opadów z Australii postulowali za właściwe przyjmowanie rozkładów generatorów kaskad mikrokanonicznych opisywanych symetrycznym rozkładem beta. Założenie to a priori adaptowali do szeregów opadowych ze Szwajcarii (Molnar i Burlando 2005). Wydawało się ono być w pełni uzasadnione i praktyczne z uwagi nie tylko na ograniczony zakres rozkładu symetrycznego beta (od 0 do 1), lecz także na łatwość opisu samego rozkładu za pomocą tylko jednego parametru α :

$$p_{\beta}(w) = \frac{1}{B^*(\alpha)} w^{\alpha-1} (1-w)^{\alpha-1}, \quad (7.14)$$

$B^*(\alpha)$ – funkcja beta.

Na koniec za stosowaniem modelu generatora kaskad mikrokanonicznych opartych na rozkładzie symetrycznym beta przemawiała łatwość estymacji jego parametru α metodą momentów

$$\alpha = \frac{1}{8\text{Var}[W]} - 0,5. \quad (7.15)$$

Prawidłowość stosowania rozkładu beta do opisu generatorów kaskad mikrokanonicznych została po raz pierwszy wyraźnie zakwestionowana w badaniach Licznara (2009a) bazujących na zdigitalizowanych szeregach opadowych z pluwiografu z Wrocławia. W toku dalszych badań, w których wykorzystywano szeregi opadowe o lepszej rozdzielczości, pochodzące przede wszystkim z poligonu warszawskiej sieci deszczomierzowej, udało się wprowadzić bardziej zaawansowane modele łączonych rozkładów do opisu generatorów wag mikrokanonicznych i dzięki temu wzbogacić zarówno krajową, jak i światową wiedzę w tym obszarze hydrologii miejskiej. Wykazano przy tym między innymi wyraźną ewolucję współczynników

rozpadów kaskad od rozkładów typu beta ku rozkładom beta-normalnym, z coraz większym udziałem rozkładu normalnego przy spadku analizowanych w obrębie kaskady czasów rozpadów. Zaproponowano także i wdrożono nowatorski algorytm obliczania wartości współczynników BDC oraz badania ich populacji nawet w przypadku dysponowania krótkimi szeregami opadowymi. Wyniki tych badań zaprezentowano szerzej w dalszej części tego rozdziału pracy.

Wymogiem stawianym kaskadom mikrokanonicznej w odniesieniu do modelowania szeregów opadowych jest nie tylko odwzorowywanie zmienności niezerowych wartości natężeń chwilowych w obrębie samych deszczy, lecz także nieciągłości pojawiania się opadów w szeregach czasowych. Nieciągłość opadu w szeregu opadowym oznacza pojawianie się wartości współczynników BDC równych 0 lub 1. Wartości te są jednak eliminowane przy dopasowaniu rozkładów takich, jak opisywane wzorem (7.14), do zbioru pozostałych wartości BDC mieszczących się w przedziale (0, 1). Prawdopodobieństwo ich pojawiania się może być niemniej wyznaczane w sposób bezpośredni z posiadanych rejestracji opadów i być przyjmowane za reprezentatywne dla prawdopodobieństwa pojawiania się zerowych wag $W_{\lambda}(i) = 0$ podczas procesu rozdziału opadu na poszczególnych poziomach kaskady mikrokanonicznej. Na każdym poziomie kaskady zatem pojawianie się nieciągłości opadów jest sterowane za pomocą osobnej wartości prawdopodobieństwa $p_{0,w}$:

$$\Pr(W_n(j) = 0 \text{ lub } W_n(j+1) = 0) = p_{0,w}(L) + p_{0,w}(P) = p_{0,w}, \quad (7.16)$$

$p_{0,w}$ – prawdopodobieństwo wystąpienia nieciągłości (układu wag rozdziału 0/1 lub 1/0).

Na duży potencjał stosowania kaskad dyskretnych zarówno kanonicznych, jak i mikrokanonicznych do generowania syntetycznych szeregów opadowych na potrzeby hydrologii miejskiej zwrócili uwagę po raz pierwszy Molnar i Burlando (2005). Wkrótce potem analogiczne badania w Polsce podjął Licznar (2009a), który także skupił swoją uwagę na konstruowaniu kaskad realizujących rozdział quasi-dobowych sum opadowych według następującej sekwencji czasów: 1280 min \rightarrow 640 min \rightarrow 320 min \rightarrow 160 min \rightarrow 80 min \rightarrow 40 min \rightarrow 20 min \rightarrow 10 min \rightarrow 5 min. W kaskadach takich zakłada się, że podawane na wejściu wysokości opadu dla czasu 1280 min mogą być w praktyce zastąpione sumami dobowymi opadów, gdyż jak zauważyli Molnar i Burlando (2005), prawdopodobieństwo wystąpienia w ciągu doby opadu lub też kilku opadów, których łączny czas przekraczałyby 1280 min, jest bardzo niskie. Przy tym operowanie sumami dobowymi jako wyjściowymi do ich dalszego rozdziału jest

bardzo praktyczne, gdyż dane o takiej rozdzielczości są zwykle łatwo osiągalne – nawet z okresu kilkudziesięcioletniego (np. z rejestracji deszczomierzami dobowymi Hellmanna) w porównaniu z szeregami opadowymi o wysokiej rozdzielczości czasowej rzędu pojedynczych minut.

Pierwsze badania dotyczące potencjału zastosowania kaskad dyskretnych zostały przeprowadzone na 38-letnich szeregach czasowych zdigitalizowanych zapisów pluwiograficznych ze stacji meteorologicznej Wrocław-Swojec. Były to szeregi cyfrowe o rozdzielczości czasowej 5-minutowej, których szczegółową charakterystykę można odnaleźć w monografii Licznara (2009a). Na bazie tego materiału badawczego podjęto próbę opracowania sześciu różnych modeli kaskad (Licznar i in. 2011a):

- 1) Model kaskady kanonicznej, nazywany dalej C(Cq0-4), będący kaskadą kanoniczną z log-normalnym generatorem β . Model ten opierał się tylko na dwóch parametrach β i σ^2 , których wartości ustalono przez dopasowanie funkcji MPK dla zakresu rzędów skalowania od 0 do 4, analogicznie do propozycji Molnara i Burlando (2005).
- 2) Model kaskady kanonicznej, nazywany dalej C(LSFq0-4), będący kaskadą kanoniczną z log-normalnym generatorem β , analogiczną do modelu kaskady C(Cq0-4), ale z uwzględnieniem efektu wymuszenia wielkoskalowego LSF. Model w swojej ostatecznej formie opierał się na trzech parametrach, z wartością β wyrażoną jako funkcja potęgowa R_0 (wysokości deszczu dla przedziału czasu 1280 min) i stałą wartością σ^2 .
- 3) Model kaskady kanonicznej, nazywany dalej C(Cq0-2), będący kaskadą kanoniczną z log-normalnym generatorem β , analogiczną do modelu kaskady C(Cq0-4). Model opierał się także tylko na dwóch parametrach β i σ^2 , których wartości ustalono jednak przez dopasowanie funkcji MPK dla węższego zakresu rzędów skalowania od 0 do 2.
- 4) Model kaskady kanonicznej, nazywany dalej C(Cq0-2D), będący kaskadą kanoniczną z log-normalnym generatorem β , analogiczną do modelu kaskady C(Cq0-4). Model ten opierał się także tylko na dwóch parametrach β i σ^2 ustalonych uprzednio dla kaskady C(Cq0-2). W odróżnieniu od kaskady C(Cq0-2) kaskada C(Cq0-2D) miała dwa dodatkowe poziomy rozdziały sięgające do skali czasowej $\lambda = 1/1024$ (odpowiadającej przedziałom czasu równym 1,25 min). Ostatecznie otrzymywane z modelu 5-minutowe wysokości opadu były wielkościami ubranymi (ang. *dressed quantities*) przez zsumowanie wygenerowanych uprzednio 1,25-minutowych sum opadów.

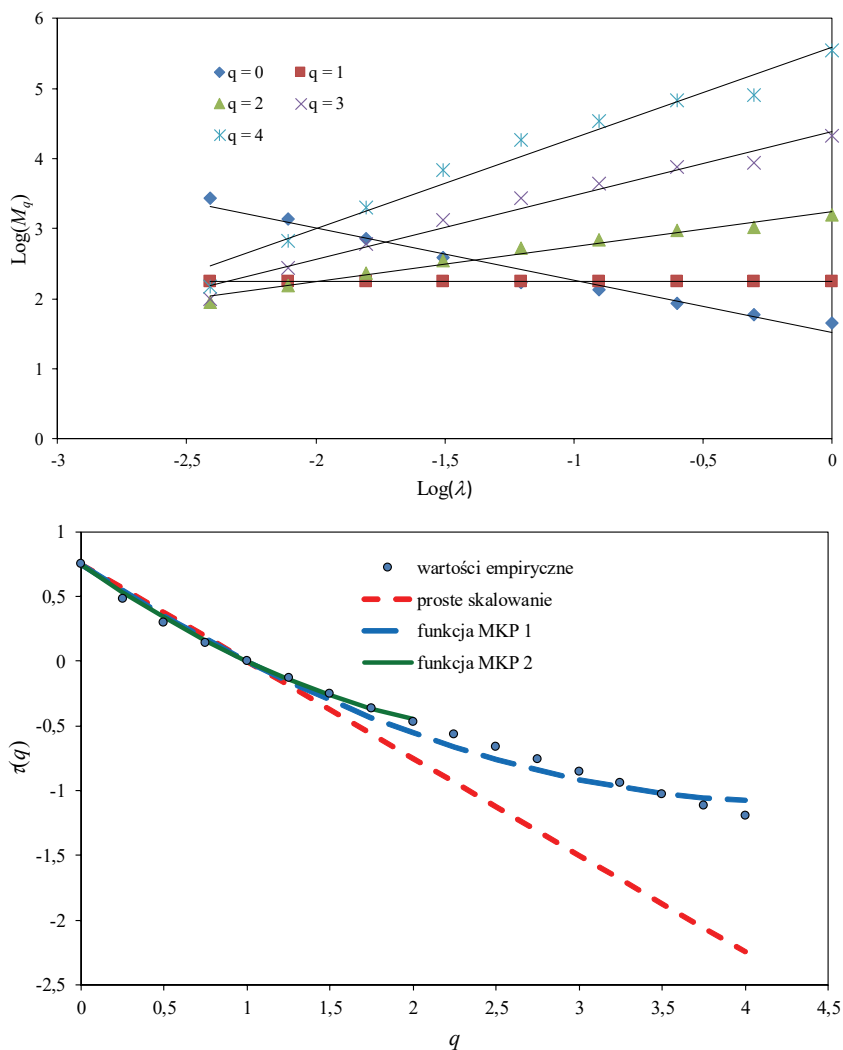
- 5) Model kaskady mikrokanonicznej, nazywany dalej MC(BETA), będący klasyczną kaskadą mikrokanoniczną z generatorem beta postulowanym przez Molnara i Burlando (2005). Model ten miał cztery parametry dopasowania.
- 6) Model kaskady mikrokanonicznej, nazywany dalej MC(BETA-NORMAL), będący kaskadą mikrokanoniczną z nowym typem generatora beta-normalnego. Model ten wymagał ustalenia 11 parametrów dopasowania.

W celu przeprowadzenia badań zarejestrowane 5-minutowe wysokości opadów (a więc w skali $\lambda = 1/256$) zostały zagregowane dla przyjętej liczby rozdziału $b = 2$ aż do skali $\lambda = 1$, a więc rozdzielczości czasowej 1280 min (21,33 h). Tak pozyskane quasi-dobowe sumy opadów poddano procesowi rozdziału z użyciem wyszczególnionych uprzednio modeli kaskadowych. Dla każdej z sześciu kaskad losowych generowano 100 niezależnych 5-minutowych szeregów syntetycznych opadów przez rozdział kompletnego 38-letniego zbioru obserwacji deszczy. W celu oceny jakości generowanych syntetycznych szeregów opadowych obliczano ich wybrane statystyki i porównywano ze statystykami szeregów rejestracyjnych. Do porównywanych statystyk zaliczało się przede wszystkim prawdopodobieństwo nieciągłości (zerowego deszczu) w poszczególnych skalach czasowych p_0 oraz dystrybuanta niezerowych wysokości opadów w docelowych szeregach 5-minutowych. Porównywano także średnie roczne maksima wysokości opadów oraz ich odchylenia standardowe dla wszystkich analizowanych skal czasowych λ .

Przed przystąpieniem do generowania syntetycznych szeregów opadowych parametry kaskad kanonicznych ustalono na podstawie charakterystyk skalowania momentów. Nachylenia empirycznych zależności skalowych wartości $\log(M_q)$ względem wartości $\log(\lambda)$ dla hierarchii dyskretnych wartości rzędów q były wykorzystywane do określenia przebiegu krzywej $\tau(q)$. W szczególnym przypadku modelu C(LSFq0-4) odrębne krzywe $\tau(q)$ były obliczane dla każdego nienakrywającego się 1280-minutowego przedziału deszczu. Na podstawie takich odrębnych empirycznych funkcji $\tau(q)$ wyznaczano parametry β i σ^2 powiązane z 1280-minutowymi przedziałami deszczu o konkretnych wysokościach deszczu R_0 . Parametry kaskad mikrokanonicznych ustalano na podstawie analizy nieciągłości i współczynników rozpadu BDC w obserwowanych szeregach opadowych.

Na rysunku 7.2 przedstawiono wyniki przeprowadzonej analizy skalowania uśrednionych momentów opadów $M(q)$ względem skal czasowych λ dla wybranych rzędów q w zakresie od 0 do 4. Na wykresach można zauważyć, że

zależności skalowe dla rzędów niskich do q równego ok. 2 mają wyraźnie skalowy charakter, podczas gdy dla rzędów wyższych wartości $\log(M_q)$ względem wartości $\log(\lambda)$ nie układają się już w idealnie liniowy sposób. Problem zniekształceń zależności skalowych dla wysokich rzędów $q > 2$ był już wcześniej sygnalizowany w literaturze przedmiotowej przez Gupta i Waymire'a (1993) oraz Overa (1995). Mimo tego nachylenia wszystkich zależności liniowych



Rys. 7.2. Zależności logarytmu wartości momentów dla wybranych rzędów q względem logarytmu wartości parametrów skali λ (od $\lambda = 1/256$ (5 min) do $\lambda = 1$ (1280 min)); górny panel. Dopasowane funkcje MPK: dla rzędów q w zakresie od 0 do 4 (MKP function 1) oraz dla rzędów q w zakresie od 0 do 2 (MKP function 2); dolny panel (Licznar i in. 2011a)

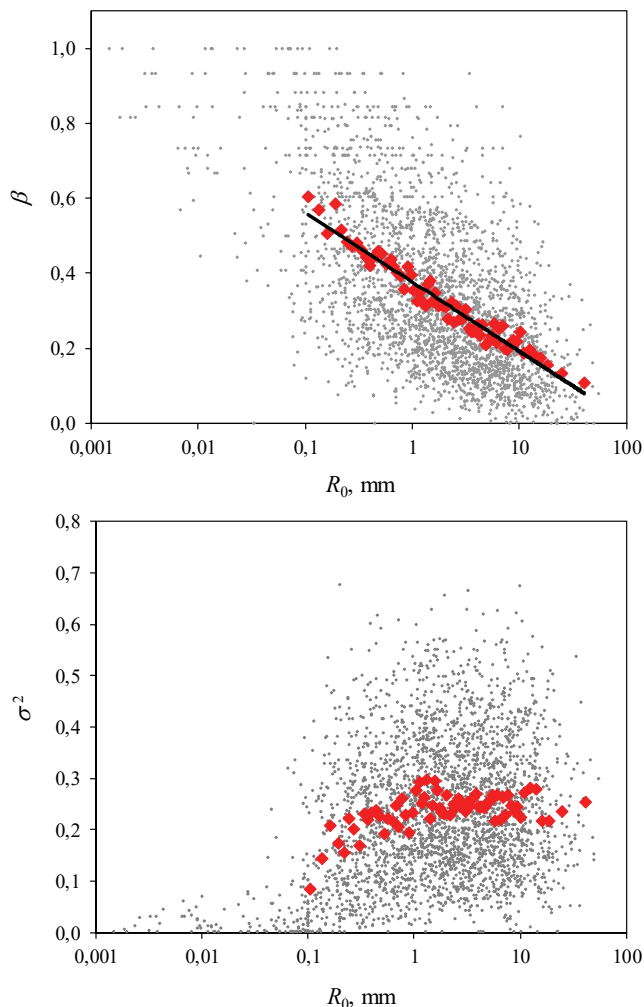
widocznych na rys. 7.2 zostały wykorzystane do sporządzenia empirycznego wykresu funkcji $\tau(q)$. Funkcja $\tau(q)$ prezentowana także na rys. 7.2 ma w oczywisty sposób charakter krzywoliniowy różniący się wyraźnie od przebiegu prostoliniowego – typowego w przypadku procesów monofrakalnych. Obserwacja ta chociaż uzyskana dla deszczomierza z Wrocławia dobrze koresponduje pod względem jakościowym z diskutowanymi już na przykładzie deszczomierza R15 z Warszawy wynikami dotyczącymi przebiegu empirycznej funkcji skalowania momentów $K(q)$ w metodzie momentu śladu. Krzywoliniowość funkcji $\tau(q)$ nie jest jednolicie wykształcona i zanika dla wysokich wartości rzędów, ze względu na diskutowane odstępstwa w liniowych zależnościach wartości $\log(M_q)$ względem wartości $\log(\lambda)$ dla rzędów $q > 2$. W efekcie dopasowania funkcji MPK dla rzędów q w zakresie od 0 do 2 i szerszego zakresu dla q od 0 do 4 różni się wyraźnie. Pierwsze z dopasowań dla $q < 2$ (nazywane MPK function 2) wykazuje lepszą zgodność z punktami empirycznej funkcji $\tau(q)$ w stosunku do drugiego z dopasowań (MPK function 1). Na podstawie obydwu dopasowań oszacowano parametry β i σ^2 generatorów kaskad kanonicznych C(Cq0-2) i C(Cq0-4). Parametry te wynosiły odpowiednio $\beta = 0,251$ i $\sigma^2 = 0,251$ dla modelu kaskady C(Cq0-4) oraz odpowiednio $\beta = 0,251$ i $\sigma^2 = 0,434$ dla modelu kaskady C(Cq0-2) (Licznar i in. 2011a).

Niezależnie od obliczeń uśrednionych momentów opadów $M(q)$, analizy ich wartości względem skal czasowych λ i wyznaczenia uśrednionej funkcji $\tau(q)$, analogiczne operacje zostały przeprowadzone dla każdego nienakrywającego się 1280-minutowego przedziału deszczu. Wyznaczane na tej podstawie odrębne krzywe $\tau(q)$ posłużyły do wyznaczenia szeregu par parametrów β i σ^2 dla wszystkich 1280-minutowych przedziałów deszczu o niezerowych wysokościach deszczu R_0 . Na wykresie na rys. 7.3 widać, że obliczone wartości parametrów są mocno rozproszone i nie wykazują ścisłego związku z wartością R_0 nawet po ich uśrednieniu po podziale całego zakresu R_0 na interwały o szerokości 0,1 mm. Tylko dla tak uśrednionych przedziałowo wartości parametru β ustalono zależność typu LSF o postaci (Licznar i in. 2011a):

$$\beta = \log(R_0 / 110)^{-0,08} \text{ przy } R^2 = 0,95. \quad (7.17)$$

Wartość parametru σ^2 uznano natomiast za w przybliżeniu stałą i niezależną od R_0 . Wartość parametru σ^2 zatem w kaskadzie C(LSFq0-4) przyjęto za równą 0,251, jak we wcześniejszej kaskadzie C(Cq0-4). Identyfikacja wymuszenia wielkoskalowego tylko w przypadku parametru β była zgodna z wynikami otrzymanymi przez Pathirana i Heratha (2002). Molnar i Burlando (2005)

w swoich badaniach dowodzili istnienia wymuszenia także w przypadku parametru σ^2 .

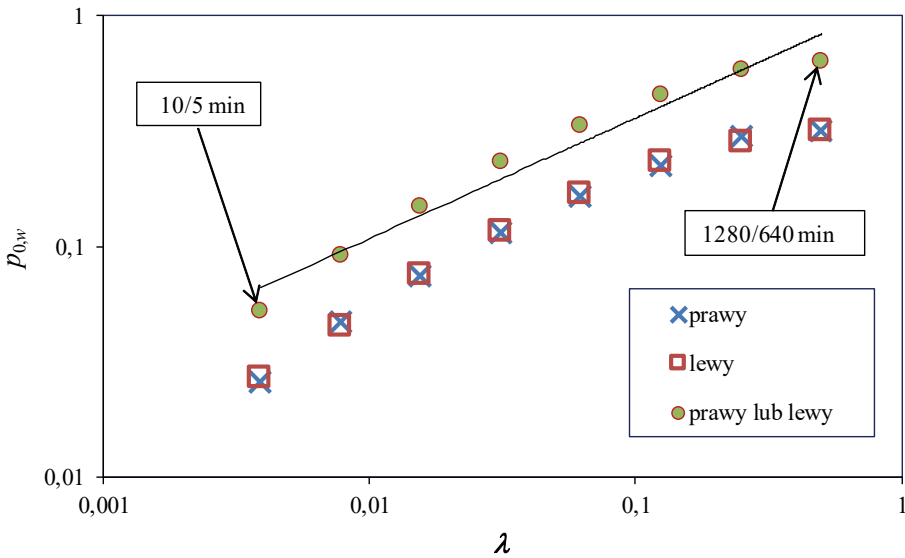


Rys. 7.3. Zależność parametrów β (górny panel) i σ^2 (dolny panel) od wymuszenia wielkoskalowego rozumianego jako R_0 – 1280-minutowa wysokość deszczu; indywidualne wartości są zaznaczone za pomocą punktów, wartości uśrednione przedziałowo dla R_0 – za pomocą dużych punktów w kształcie kwadratów (Licznar i in. 2011a)

Parametryzację generatorów kaskad mikrokanonicznych rozpoczęto od analizy nieciągłości szeregów opadowych. We wszystkich rozpatrywanych skalach czasowych λ obliczono prawdopodobieństwa $p_{0,w}$ wystąpienia nieciągłości (układu wag rozdziału 0/1 lub 1/0). Prawdopodobieństwa te oznaczono na

wykresie na rys. 7.4 osobno dla poszczególnych układów wag, jednak ich wartości praktycznie się pokrywały, co świadczy o losowym charakterze wystąpienia nieciągłości w szeregach opadowych. Zsumowane wartości $p_{0,w}$ wykazywały wyraźny związek z wielkością rozpatrywanej skali czasowej λ , który opisano wzorem (Licznar i in. 2011a)

$$p_{0,w}(\lambda) = 1,192 \cdot (\lambda)^{0,521} \text{ przy } R^2 = 0,96. \quad (7.18)$$



Rys. 7.4. Zależność parametrów prawdopodobieństwa $p_{0,w}$ wystąpienia nieciągłości w szeregach opadowych od analizowanych skal czasowych λ (Licznar i in. 2011a)

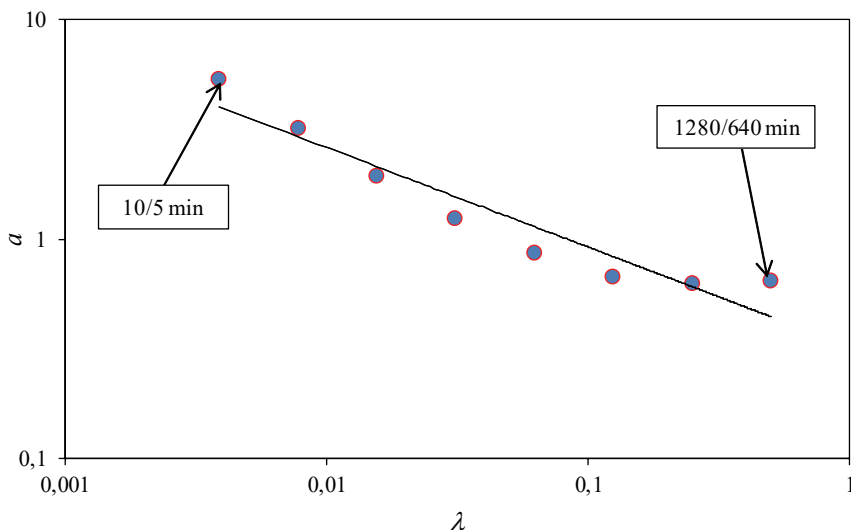
Dalszym etapem parametryzacji generatorów kaskad mikrokanonicznych była analiza niezerowych wartości współczynników rozpadu. W przypadku generatora kaskady MC(BETA) podjęto próbę dopasowania do zbiorów obliczonych współczynników rozpadu BDC teoretycznych rozkładów symetrycznych beta z wykorzystaniem metody momentów (wzór (7.15)). Obliczone w ten sposób parametry rozkładu a dla poszczególnych skal czasowych są przedstawione na rys. 7.5.

Związek parametru a od skali λ można opisać zależnością

$$a(\lambda) = 0,323 \cdot (\lambda)^{-0,454} \text{ przy } R^2 = 0,91. \quad (7.19)$$

Co ciekawe, wykładnik we wzorze (7.19), równy $-0,454$, był zbliżony do wartości wykładników w analogicznych funkcjach opracowanych przez innych bada-

czy stosujących w generatorach kaskad mikrokanonicznych rozkład beta, chociaż prowadzili swoje badania na szeregach opadowych z innych części świata, skupiając przy tym swoją uwagę na nieco innych zakresach skal czasowych λ , np.: Menabde i Sivapalan (2000) – 0,48, Molnar i Burlando (2005) – 0,455, Paulson and Baxter (2007) – 0,531, Rupp i in. (2009) – 0,478.



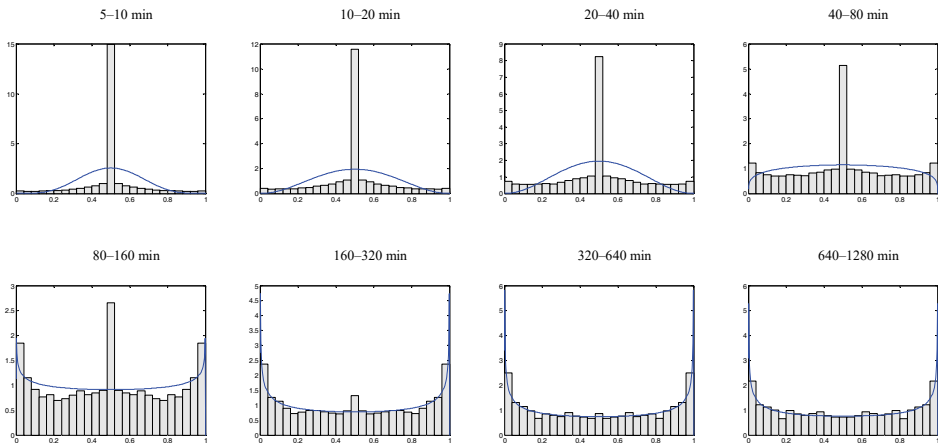
Rys. 7.5. Zależność wartości parametrów a rozkładów beta od analizowanych skal czasowych λ (Licznar i in. 2011a)

Dopasowane rozkłady beta są przedstawione na tle histogramów obliczonych wartości współczynników BDC dla wszystkich ośmiu czasów rozpadu kaskady na rys. 7.6. Wykresy te wyraźnie sugerują, że przyjęcie a priori rozkładów beta do odwzorowania rozkładów współczynników rozpadu BDC nie jest prawidłowe dla czasów rozpadów poniżej 320 min. Skłoniło to Licznara i in. (2011a) do bardziej szczegółowego przeanalizowania wartości obliczonych współczynników BDC dla krótkich czasów rozpadu. W efekcie tego stwierdzono, że zbiory obliczonych współczynników rozpadu BDC są zdominowane przez wartości równe dokładnie 0,5. Trafnym wyjaśnieniem tego była obserwacja, że w trakcie pomiarów prowadzonych z użyciem pluwiografów dochodziło do uśrednienia małoskalowego zróżnicowania natężeń opadów. Kreślone przez pluwiograf krzywe rejestracyjne charakteryzowały się stałym nachyleniem, co po ich digitalizacji w szeregu opadowym przekładało się na następujące po sobie dokładnie równe – 5-minutowe wysokości opadów, a po podstawieniu do wzoru (7.13) na wartości BDC = 0,5. Nawet po wykluczeniu wartości BDC = 0,5 wiele z pozo-

stałych współczynników było jednak zbliżonych do wartości ok. 0,5, a w efekcie histogramy współczynników rozpadu różniły się nadal wyraźnie od rozkładów symetrycznych typu beta. Histogramy te przypominały raczej łączony rozkład beta z rozkładem normalnym ograniczonym do przedziału (0, 1). Na mocy powyższych przesłanek zaproponowano nowy rozkład łączony, który w literaturze przedmiotu został nazwany rozkładem beta-normalnym (względnie rozkładem beta-normalnym z atomem w 0,5). Funkcję gęstości tego rozkładu opisywało równanie

$$p_J(w) = p_{BN} \left\{ \frac{1}{B^*(\alpha^*)} w^{\alpha^*-1} (1-w)^{\alpha^*-1} \right\} + (1-p_{BN}) \left\{ \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-\mu)^2}{2\sigma^2}} \right\}, \quad (7.20)$$

$w \in (0, 1)$, p_{BN} – parametr charakteryzujący procentowy udział rozkładu beta w rozkładzie łączonym ($p_{BN} \in [0, 1]$), B^* – funkcja beta, α^* – parametr dopasowania rozkładu beta; μ , σ – parametry dopasowania rozkładu normalnego.



Rys. 7.6. Histogramy współczynników rozpadu BDC dla poszczególnych skal czasowych obliczone dla deszczomierza z Wrocławia; na wszystkich wykresach na osi odciętych zaznaczono zakresy wartości współczynników rozpadu BDC, a na osi rzędnych – odpowiadające im gęstości prawdopodobieństwa, ponadto linią ciągłą – dobrane rozkłady symetryczne beta (Licznar i in. 2011a)

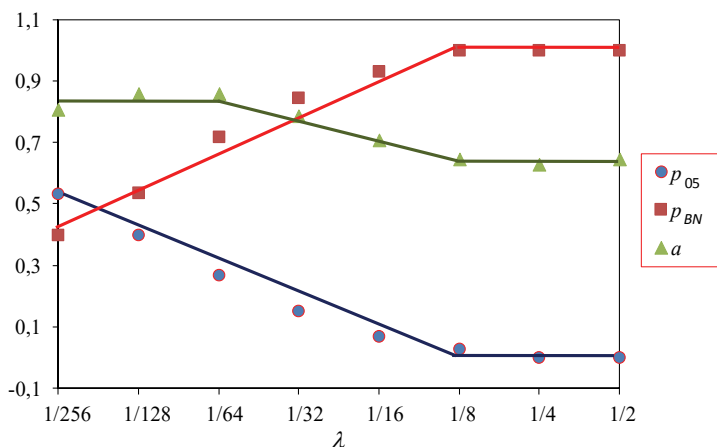
We wzorze (7.20) w sposób oczywisty parametr $\mu = 0,5$, wyznaczone dla szeregów opadowych z Wrocławia wartości parametru σ wahały się natomiast w wąskim przedziale od 0,116 do 0,129 (dla czasów rozpadu równych odpowiednio 80/160 min oraz 10/20 min). Z tego względu do parametryzacji generatora kaskady przyjęto jego średnią wartość $\sigma = 0,123$. Wyraźną zmien-

ność wartości w obrębie skal czasowych kaskady wykazywały wszystkie pozostałe parametry jej generatora, tzn. p_{05} – udział współczynników rozpadu równych 0,500 oraz p_{BN} i a^* . Obliczone wartości tych parametrów są przedstawione na wykresach na rys. 7.7 – można zauważyć, że wszystkie trzy parametry wykazują zależności skalowe opisane następującymi równaniami (Licznar i in. 2011a):

$$p_{05}(\lambda) = \begin{cases} -0,15 \cdot \ln(\lambda) - 0,3294 & \text{dla } \lambda < 1/4 \\ 0 & \text{dla } \lambda \geq 1/4 \end{cases}, \quad (7.21)$$

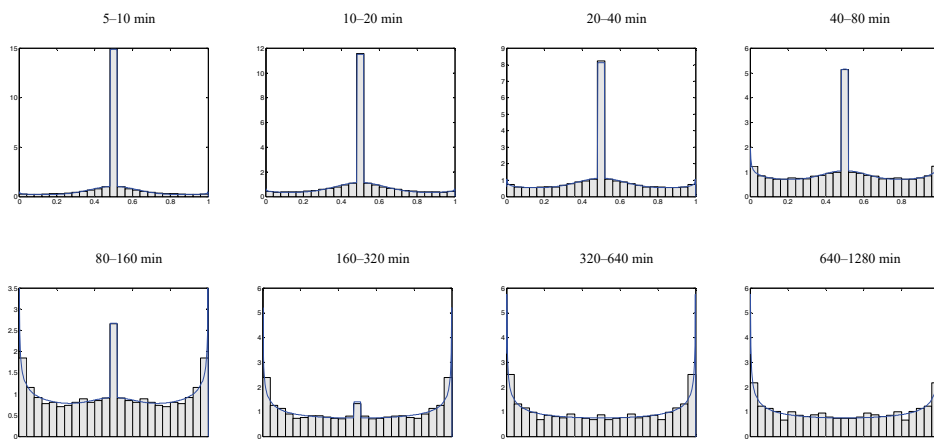
$$p_{BN}(\lambda) = \begin{cases} 0,1976 \cdot \ln(\lambda) + 1,5077 & \text{dla } \lambda < 1/8 \\ 1 & \text{dla } \lambda \geq 1/8 \end{cases}, \quad (7.22)$$

$$a^*(\lambda) = \begin{cases} 0,858 & \text{dla } \lambda < 1/64 \\ -0,103 \cdot \ln(\lambda) + 0,428 & \text{dla } \lambda \in [1/64, 1/8] \\ 0,646 & \text{dla } \lambda \geq 1/8 \end{cases}. \quad (7.23)$$



Rys. 7.7. Zależność parametrów p_{05} , p_{BN} i a^* generatora beta-normalnego z atomem w 0,5 kaskady mikrokanonicznej od skal czasowych λ dla deszczomierza ze stacji Wrocław-Swojec (Licznar i in. 2011a)

Zastosowanie zaproponowanego rozkładu beta-normalnego (7.20) z atomem w 0,5, a więc z dodatkowym uwzględnieniem udziału współczynników rozpadu BDC równych dokładnie 0,5, a ponadto ustalenie zmienności jego parametrów w obrębie skal czasowych kaskady (7.21÷7.23) pozwoliło w efekcie na precyzyjny opis obliczonych rozkładów współczynników rozpadu dla deszczomierza ze stacji Wrocław-Swojec (patrz rys. 7.8).

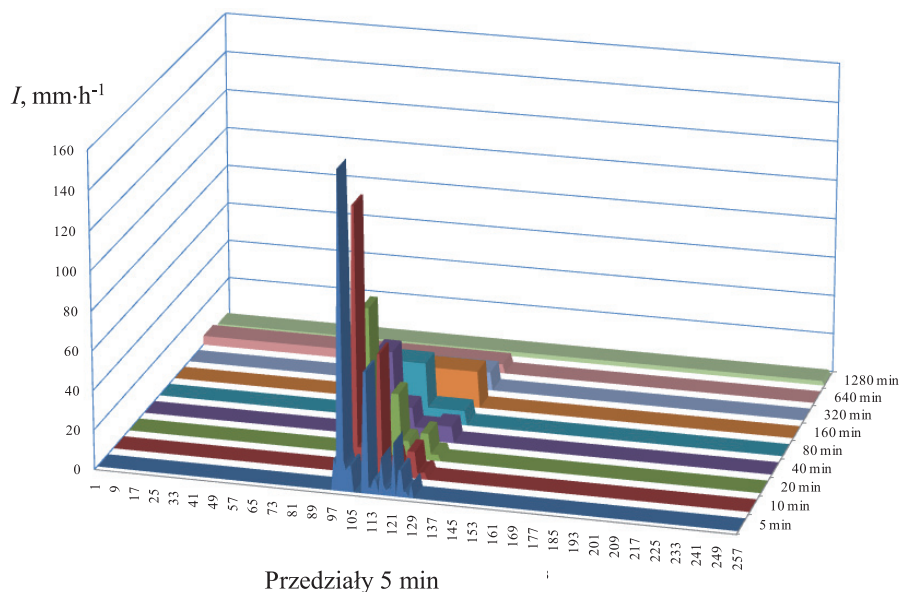
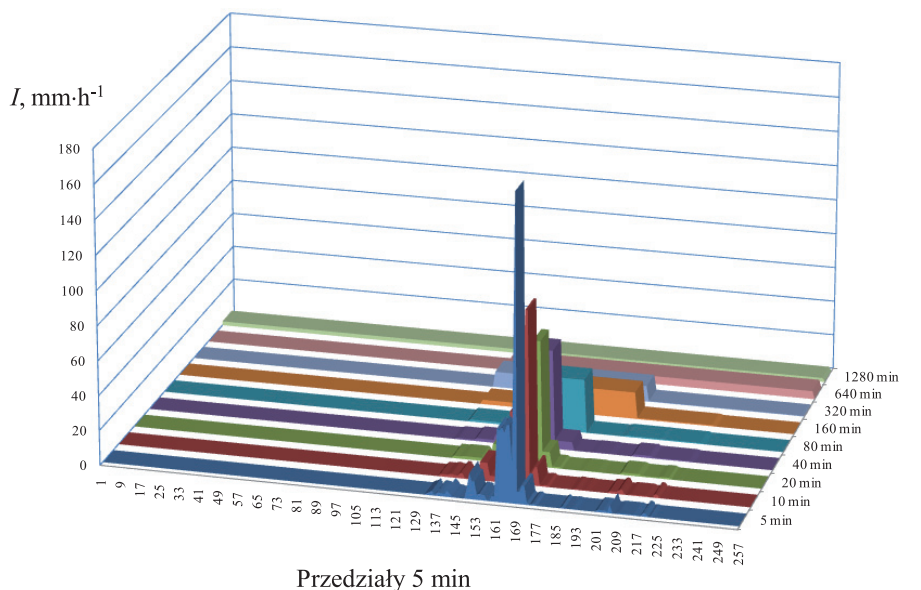


Rys. 7.8. Histogramy współczynników rozpadu BDC dla poszczególnych skal czasowych obliczone dla deszczomierza z Wrocławia; na wszystkich wykresach na osi odciętych zaznaczono zakresy wartości współczynników rozpadu BDC, a na osi rzędnych – odpowiadające im gęstości prawdopodobieństwa, ponadto linią ciągłą – dobrane rozkłady beta-normalne z atomem w 0,5 (Licznar i in. 2011a)

W celu generowania syntetycznych szeregów opadowych z użyciem sześciu opracowanych modeli kaskad dyskretnych przygotowano specjalne aplikacje komputerowe. Dla kaskad typu kanonicznego stosowano różne warianty programu CANONICAL z zaimplementowanym generatorem rozkładu normalnego według metody biegunowej (ang. *polar method*) Boxa-Mullera (Devroye 1986). Dla kaskad mikrokanonicznych stosowano natomiast różne warianty programu MIKROCAN z dodatkowo zaimplementowanym generatorem rozkładu symetrycznego beta bazującym na metodzie biegunowej (ang. *polar method*) Urlicha (Devroye 1986). Przykład działania modelu kaskady MC(BETA-NORMAL) przedstawiono na rys. 7.9. Na wykresie widać wyraźnie realizowany na kolejno następujących po sobie poziomach kaskady podział stałej wysokości opadu na coraz mniejsze przedziały czasu, stowarzyszony z procesem odwzorowania nieciągłości opadu (pojawianie się współczynników rozpadu 0/1 lub 1/0) oraz różnicowania wielkości intensywności/natężeń chwilowych deszczu. W efekcie intensywności chwilowe deszczu otrzymywane na ostatnim poziomie kaskady sięgają nawet $180 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, podczas gdy w skali quasi-dobowej intensywność opadu była blisko dwa rzędy niższa (ok. $2,32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

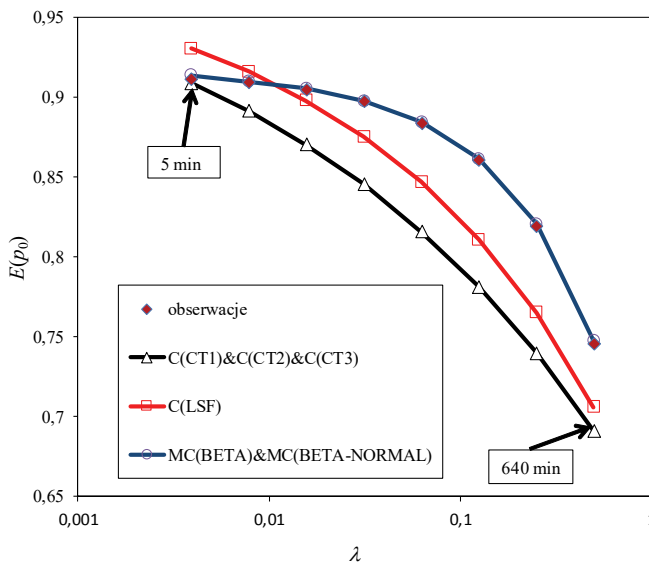
Na rysunku 7.10 zaprezentowano porównanie nieciągłości $p_{0,w}$ w wygenerowanych szeregach syntetycznych z sześciu różnych modeli kaskad względem nieciągłości stwierdzonej w szeregach rejestracyjnych z deszczomierza na stacji

Wrocław-Swojec. Porównanie to dowodzi, że pod względem nieciągłości struktura generowanych szeregów opadowych jest zgodna z szeregami obserwacyjnymi jedynie dla modeli kaskad mikrokanonicznych. W szeregach wygenerowanych



Rys. 7.9. Przykładowe wyniki uruchamiania modelu kaskady MC(BETA-NORMAL) – dwa alternatywne scenariusze rozdziału sumy dobowej opadu równej 49,5 mm

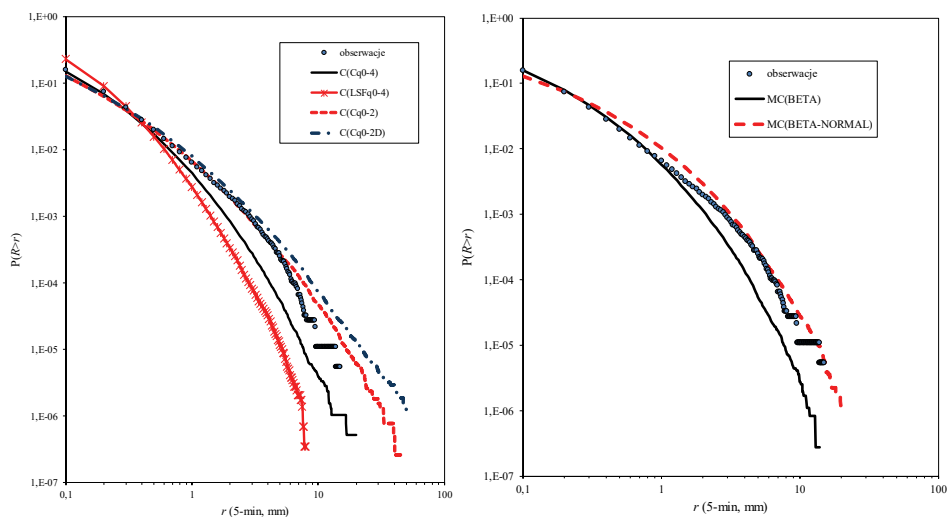
z kaskad kanonicznych o stałych parametrach prawdopodobieństwo występowania zerowych wartości natężeń deszczu jest niższe o nawet ok. 5÷10% niż w szeregach obserwacyjnych dla większości ze skal czasowych. Jedynie dla najmniejszej ze skal czasowych jest ono bliskie stwierdzonemu w szeregach obserwacyjnych. Wprowadzenie wymuszenia wielkoskalowego w kaskadzie kanonicznej C(LSFq(0-4)) przynosi kilkuprocentowy wzrost prawdopodobieństwa występowania zerowych wartości natężeń deszczu dla wszystkich skal czasowych. Mimo tego nie skutkuje to prawidłowym odwzorowaniem nieciągłości w generowanych szeregach. Na dodatek dla najmniejszej ze skal czasowych prawdopodobieństwo występowania zerowych wartości natężeń deszczu w szeregach generowanych przewyższa nawet jego wartość obserwowaną (w szeregach obserwacyjnych).



Rys. 7.10. Porównanie nieciągłości $p_{0,w}$ w wygenerowanych szeregach syntetycznych z sześciu różnych modeli kaskad względem nieciągłości stwierdzonej w szeregach rejestracyjnych z deszczomierza na stacji Wrocław-Swojec dla skal czasowych w zakresie od $\lambda = 1/256$ (5 min) do $\lambda = 1/2$ (640 min) (Licznar i in. 2011a)

Porównanie niezerowych wysokości opadów (większych bądź równych 0,1 mm) dla 5-minutowych szeregów obserwacyjnych z Wrocławia oraz szeregów syntetycznych wygenerowanych z sześciu różnych modeli kaskad przedstawiono na wykresach na rys. 7.11. Na podstawie ich analizy można wnioskować, że lepsze dopasowanie funkcji MPK dla rzędów q w węższym zakresie od 0 do 2 prowadzi do wyraźnie lepszego funkcjonowania modeli kaskad C(Cq0-2)

oraz $C(Cq0-2D)$. Modele kaskad z generatorem o parametryzacji opartej na dopasowaniu funkcji MPK dla szerszego zakresu rzędów q od 0 do 4 mają wyraźną tendencję do zaniżania częstości występowania w generowanych szeregach 5-minutowych opadów – o wysokościach powyżej 0,5 mm. Efekt ten jest niekorzystnie pogłębiany przez wprowadzenie wymuszenia wielkoskalowego dla modelu $C(LSFq(0-4))$. W przeciwieństwie do tego rozkłady uzyskane dla modeli kaskad $C(Cq0-2)$ oraz $C(Cq0-2D)$ dosyć dobrze pokrywają się z rozkładem obserwacyjnym. Dochodzi natomiast do pewnego zawyżenia częstości występowania największych wartości 5-minutowych wysokości opadów. Jest to w sposób wyraźniejszy widoczne dla modelu $C(Cq0-2D)$, w którym obserwowane wysokości opadu są tzw. wielkościami ubranymi, a więc zgodnie z teorią multifraktali wykazującymi potencjalnie większe zróżnicowanie co do wielkości. Zgodnie z tą teorią jest też obserwowane wydłużenie „ogonów” rozkładów dla syntetycznych szeregów wygenerowanych z modeli $C(Cq0-2)$ oraz $C(Cq0-2D)$ w stosunku do rozkładu dla szeregów obserwacyjnych. Szeregi obserwacyjne liczyły tylko 38 lat, podczas gdy wygenerowane szeregi syntetyczne obejmowały 3800 lat. Zgodnie z teorią multifraktali w o wiele liczniejszych zbiorach syntetycznych mogły pojawiać się osobliwości wyższych rzędów w postaci znacznie większych wartości 5-minutowych wysokości deszczu.



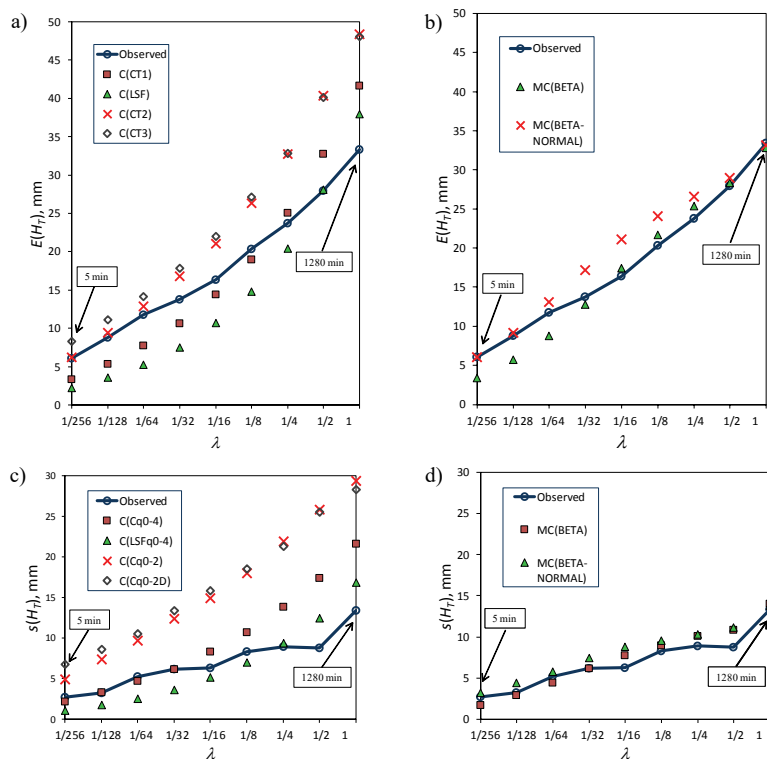
Rys. 7.11. Dystrybuanty wysokości opadu stwierdzone dla 5-minutowych szeregów obserwacyjnych z Wrocławia oraz dla szeregów syntetycznych wygenerowanych z sześciu różnych modeli kaskad. Dystrybuanty dla szeregów syntetycznych wyznaczono jako średnie ze 100 niezależnych generacji dla każdego z sześciu modeli kaskad (Licznar i in. 2011a)

Bardzo dobre dopasowanie dystrybuanty 5-minutowych wysokości opadów dla szeregów syntetycznych względem obserwacyjnych odnotowano także dla modelu kaskady mikrokanonicznej z generatorem beta-normalnym. Co ciekawe, bardzo ściśle dopasowanie rozkładów było widoczne nawet w zakresie średnich i wysokich wartości 5-minutowych wysokości opadów. W przeciwieństwie do tego brak precyzyjnego opisu współczynników rozpadu BDC przez sam symetryczny rozkład beta prowadził w przypadku modelu kaskady MC(BETA) do wyraźnej tendencji do zanizania częstości występowania w generowanych szeregach 5-minutowych opadów o wysokościach powyżej 1,0 mm.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji można wnioskować o wyższym potencjale praktycznego wykorzystania w hydrologii miejskiej modelu kaskady MC(BETA-NORMAL) względem prostszego modelu kaskady mikrokanonicznej MC(BETA). Model kaskady MC(BETA-NORMAL) w stosunku do wszystkich czterech modeli kaskad kanonicznych jest zdecydowanie najlepszy nie tylko z powodu możliwości odwzorowania nieciągłości rejestrowanych opadów. Dodatkowy atut na korzyść modelu MC(BETA) przynosi przeprowadzona dla hierarchii skal czasowych λ analiza maksymalnych opadów chwilowych w szeregach obserwacyjnych i w zbiorze 100 powtórzeń wygenerowanych szeregów syntetycznych, każdorazowo o analogicznej długości 38 lat. Obliczone w konsekwencji tej analizy wartości średnich rocznych maksimów wysokości deszczy $E(H_T)$ oraz ich odchyłeń standardowych $s(H_T)$ wykreślono dla poszczególnych skal czasowych λ na rys. 7.12. Niewątpliwie brak zachowania ścisłego warunku mikrokanonicznego (zachowania sum wag równych dokładnie 1 przy każdym z rozdziałów) powoduje, że właściwie nie obserwuje się zgodności co do wartości rocznych maksimów wysokości deszczy $E(H_T)$ i ich odchyłeń standardowych $s(H_T)$ w szeregach generowanych przez kaskady kanoniczne względem szeregów obserwacyjnych. Wynik otrzymany dla modelu kaskady MC(BETA-NORMAL) jest wyraźnie lepszy. Wartości rocznych maksimów wysokości deszczy $E(H_T)$ i ich odchyłeń standardowych $s(H_T)$ w szeregach generowanych przez tę kaskadę mikrokanoniczną względem szeregów obserwacyjnych są sobie co najmniej bliskie lub nawet pokrywają się dla pewnych skal czasowych.

Przedstawione zachęcające wyniki dotyczące możliwości stosowania modeli kaskad mikrokanonicznych z generatorem beta-normalnym do generowania syntetycznych szeregów opadowych stały się motywacją do dalszych prac – przeprowadzono je na kilku płaszczynach. Przede wszystkim podjęto próbę zastąpienia wieloletnich szeregów obserwacyjnych deszczy przez generowane z kaskady MC(BETA-NORMAL) szeregi syntetyczne w modelowaniu hydrody-

namicznym systemu odwodnienia (zagadnienie to szczegółowo przedyskutowano w Podsumowaniu monografii). Rozpoczęto także serię dalszych badań mających na celu głębsze rozpoznanie potencjału stosowania modeli kaskad mikrokanonicznych. W ich ramach w pierwszej kolejności postanowiono zweryfikować, czy możliwe jest użycie kaskad do generowania całorocznych szeregów opadów obejmujących nie tylko okresy letnich opadów deszczu (jak w przypadku stacji Wrocław-Swojec), lecz także na przykład okresy zimowych opadów śniegu. Za istotną uznano również kontynuację badań nad generatorami kaskad mikrokanonicznych – zaplanowano ich przeprowadzenie z wykorzystaniem szeregów opadowych o wyższej rozdzielczości czasowej, pochodzących z innych typów deszczomierzy. Zakładano przy tym, że dostęp do danych obserwacyjnych o lepszej jakości pozwoli na eliminację sztucznego efektu atomu w 0,5, w rozkładach opisujących populacje współczynników rozpadu dla krótkich czasów.



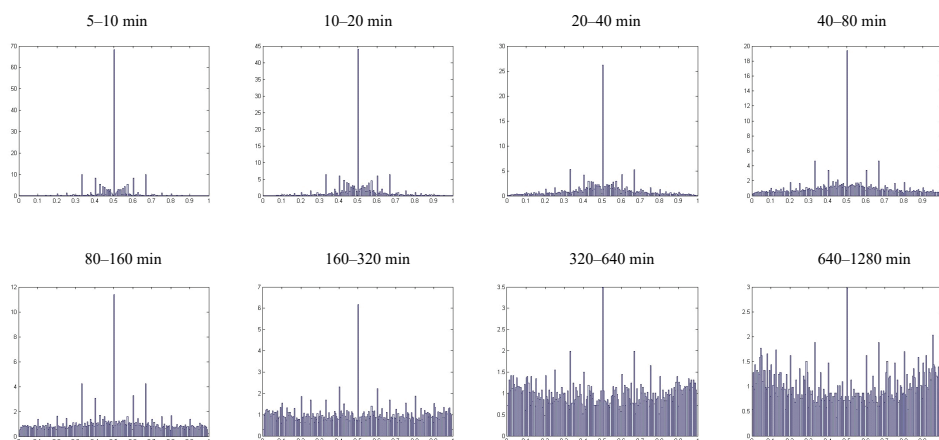
Rys. 7.12. Średnie roczne maksima wysokości opadu $E(H_T)$ oraz ich odchylenia standardowe $s(H_T)$ dla szeregów syntetycznych z sześciu modeli kaskad i szeregów obserwowanych o rozdzielczościach czasowych odpowiadających poszczególnym skalom λ (Licznar i in. 2011a); na lewych panelach a) i c) porównanie dla kaskad kanonicznych, na prawych panelach b) i d) dla kaskad mikrokanonicznych

Mając na uwadze utylitarny cel podjętych badań, uznano na koniec za niezbędne wypracowanie metodyki parametryzacji generatora kaskady mikrokanonicznej w przypadku, kiedy dostępne są jedynie krótkie lokalne szeregi opadowe, o długości ok. 2 lat. Dysponowanie przez inżyniera taką metodyką pozwalałoby na rozwiązanie powszechnego problemu braku dostępu do lokalnych wieloletnich szeregów opadowych w wysokiej rozdzielczości czasowej. Po parametryzacji lokalnej kaskady mikrokanonicznej na podstawie dostępnych, ale krótkich szeregów obserwacyjnych byłoby wówczas możliwe wygenerowanie brakujących wieloletnich szeregów opadowych. Nieodłącznie wiąże się z tym jeszcze jedno zagadnienie badawcze dotyczące zmienności przestrzennej parametrów generatorów kaskad mikrokanonicznych – chodzi o rozstrzygnięcie, na ile akceptowalne może być w praktyce stosowanie jednego modelu kaskady mikrokanonicznej do generowania syntetycznych szeregów opadowych stosowanych do modelowania hydrodynamicznego systemów odwodnieniowych na obszarze dużych zlewni miejskich.

Badania nad doskonaleniem modeli kaskad mikrokanonicznych można było zaaktywizować dzięki nawiązaniu współpracy z Technische Universität Kaiserslautern. Jednostka ta dysponowała wieloletnimi szeregami 5-minutowych opadów z czterech stacji meteorologicznych na terenie Niemiec, zlokalizowanych na obszarze wybrzeża Morza Północnego, doliny Ruhry, zachodniego Palatynatu oraz Schwarzwald. Były to ciągłe szeregi całoroczne obejmujące nie tylko opady deszczy, lecz także opady stałe, np. śniegu w zimie, o całkowitych czasach trwania od 27 do 46 lat. Rejestracje te pochodziły z podgrzewanych w okresie zimowym pluwiografów, których zapisy zdigitalizowano z rozdzielczością wysokości opadu równą 0,01 mm. Wspomniane szeregi opadowe w formacie cyfrowym wykorzystywano uprzednio podczas zasilania nimi komputerowych modeli hydrodynamicznego systemów odwodnienia (Licznar i Schmitt 2010; Licznar i in. 2011b).

Dla szeregów opadowych z Niemiec przeprowadzono analogiczne do deszczomierza ze stacji Wrocław-Swojec obliczenia współczynników rozpadu BDC. Wyniki tych obliczeń zaprezentowano na rys. 7.13 na przykładzie stacji zlokalizowanej w Zagłębiu Ruhry. Widać wyraźnie, że otrzymane histogramy bardzo wyraźnie odbiegają od wcześniejszych wyników dla deszczomierza z Wrocławia przedstawionych na rys. 7.6. Na histogramach z niemieckich deszczomierzy oprócz wyraźnej dominacji wartości BDC równych dokładnie 0,5 ($1/2$) obserwowano także dodatkowe piki dla wartości BDC równych $1/3$, $2/5$, $1/5$, $1/4$ oraz odpowiednio $2/3$, $3/5$, $4/5$ i $3/5$. Zjawisko to było pochodną zapisu

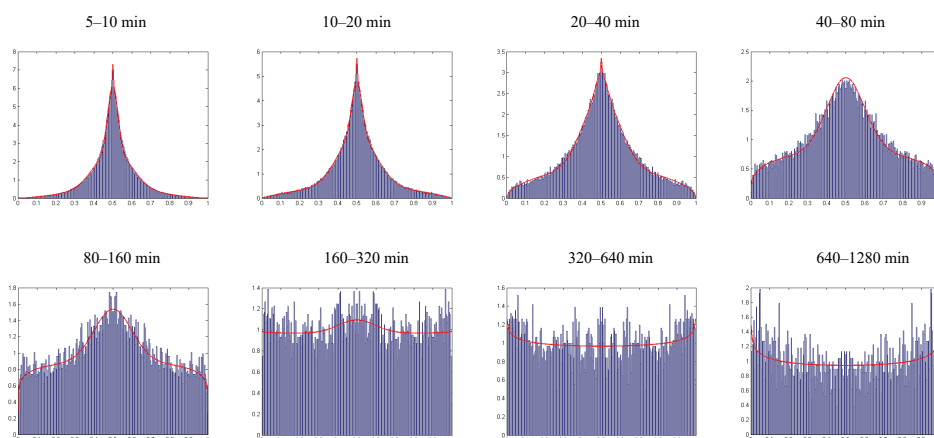
opadów z silnie ograniczoną rozdzielczością 0,01 mm. W każdym interwale 5-minutowym wartość opadu była zatem obciążona błędem zaokrąglenia mieszczącym się w przedziale $\pm 0,005$ mm. W celu porównania: błąd taki nie występował w przypadku rejestracji z Wrocławia, których digitalizację przeprowadzono w sposób zautomatyzowany (Licznar 2001; Licznar i in. 2011a), a zawarte w plikach komputerowych wysokości opadów 5-minutowych miały zapis zmiennoprzecinkowy, ich mantysa składała się z 16 cyfr. Bardziej zgrubna rozdzielczość niemieckich szeregów opadowych maskowała rzeczywiste zróżnicowanie chwilowych natężeń opadów, a w konsekwencji promowała wymienione specyficzne i dyskretne wartości współczynników rozpadu BDC. Było to szczególnie wyraźne dla najkrótszych czasów rozpadów – ich empiryczne histogramy współczynników BDC przypominały raczej dyskretne niż ciągłe rozkłady prawdopodobieństwa.



Rys. 7.13. Histogramy wartości współczynników rozpadu BDC wyznaczone dla szeregów obserwacyjnych z Zagłębia Ruhry w poszczególnych skalach czasowych; na wszystkich wykresach na osi odciętych zaznaczono zakresy wartości współczynników rozpadu BDC, a na osi rzędnych – odpowiadające im gęstości prawdopodobieństwa (Licznar i Schmitt 2010)

Propozycją rozwiązania tego problemu był zaproponowany przez Licznara i Schmitta (2010) oraz Licznara i in. (2011b) algorytm tzw. randomizacji danych. Za jego pomocą możliwe było przeprowadzenie stochastycznej korekty danych opadowych przez modyfikację wszystkich niezerowych elementów szeregów opadowych o losowe wartości błędów zaokrągleń. Błędy te mieściły się od $-0,005$ do $+0,005$ mm i były każdorazowo losowane z rozkładu jednostajnego ciągłego. Zastosowanie algorytmu randomizacji skutkowało rozmyciem i zatar-

ciem ostrych pików na wykresach histogramów BDC (rys. 7.14). Po zabiegu takim histogramy dla krótkich czasów rozpadów, poniżej 40 min, miały wręcz gładki przebieg. W przypadku dłuższych czasów rozpadów histogramy traciły jednak efekt ciągłości przebiegu. Wytłumaczeniem tego jest zarówno 4-krotnie wyższa rozdzielczość histogramów na rys. 7.14 (na poziomie 0,01) w porównaniu z rozdzielczością histogramów na rys. 7.6 i 7.8, jak i szybko malejące wraz z wydłużaniem się czasów rozpadów zbiory obliczanych współczynników BDC (o tym szerzej w dalszej części podrozdziału).



Rys. 7.14. Histogramy wartości współczynników rozpadu BDC wyznaczone dla szeregów obserwacyjnych z Zagłębia Ruhry z zastosowaniem algorytmu randomizacji ich niezerowych wysokości opadów dla poszczególnych skal czasowych; na wszystkich wykresach na osi odciętych zaznaczono zakresy wartości współczynników rozpadu BDC, a na osi rzędnych – odpowiadające im gęstości prawdopodobieństwa (Licznar i Schmitt 2010)

Sekwencja histogramów na rys. 7.14 dowodzi słuszności pierwotnej tezy Licznara (2009a) o istnieniu ewolucji rozkładów współczynników BDC w obrębie subdobowych czasów rozpadów kaskad. Dla deszczomierza z Zagłębia Ruhry jedynie dla dwóch najdłuższych czasów rozpadów w zakresie od 320 do 1280 min histogramy BDC przybierały kształty zgodne z rozkładem symetrycznym beta. W przypadku krótszych czasów rozpadu dla wszystkich czterech deszczomierzy z Niemiec histogramy współczynników rozpadu BDC miały wyraźnie zmieniający się kształt, z coraz mocniej zaznaczającym się udziałem wartości BDC bliskich 0,5. Do opisu takich histogramów zaproponowano nowy łączony rozkład prawdopodobieństwa, nazwany 3N-B. Może on być postrzegany jako rozwinięcie rozkładu beta-normalnego (7.20), a jego nazwa bierze się z połączenia trzech

odrębnych rozkładów normalnych (N) ograniczonych do przedziału (0, 1) oraz jednego rozkładu beta (B) (Licznar i Schmitt 2010)

$$p_j(w) = p_1 \left\{ \frac{1}{\sigma_1 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-\mu_1)^2}{2\sigma_1^2}} \right\} + (1-p_1) \left\{ \frac{1}{\sigma_2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-\mu_2)^2}{2\sigma_2^2}} \right\} + \\ + (1-p_2) \left[p_3 \left\{ \frac{1}{B^*(a)} w^{a-1} (1-w)^{a-1} \right\} + (1-p_3) \left\{ \frac{1}{\sigma_3 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-\mu_3)^2}{2\sigma_3^2}} \right\} \right], \quad (7.24)$$

$w \in (0, 1)$, p_1, p_2, p_3 – parametry charakteryzujące udział poszczególnych rozkładów w łącznym rozkładzie 3N-B,

B^* – funkcja beta,

a – parametr dopasowania rozkładu beta,

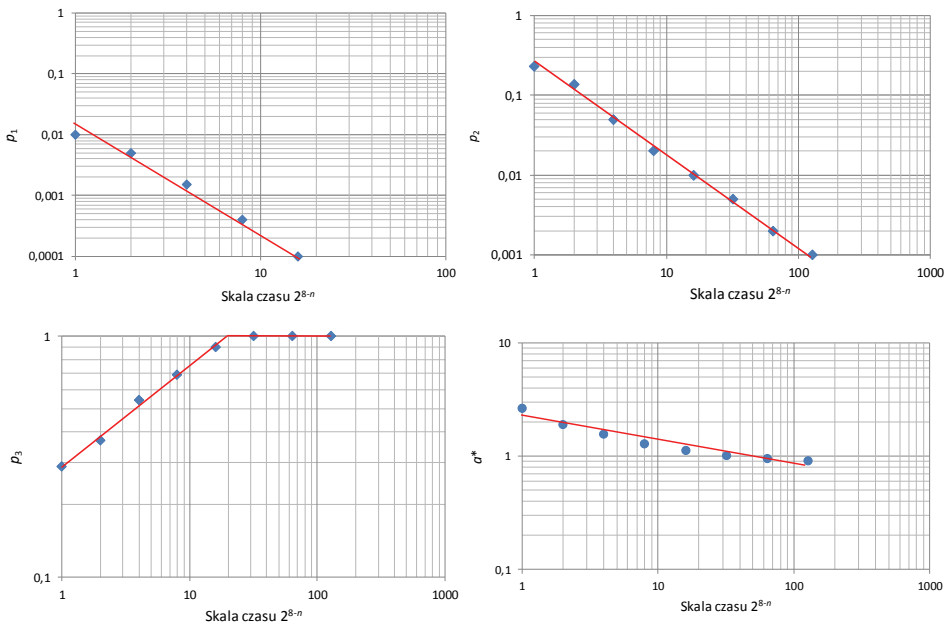
$\mu_1, \mu_2, \mu_3, \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – parametry dopasowania rozkładów normalnych.

Z uwagi na symetrię rozkładów BDC wartości oczekiwane rozkładów normalnych są równe 0,5 ($\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = 0,5$). Pozostałe parametry rozkładów, tj. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, różnią się między sobą, ale jak zaobserwowano zachowują dla każdego z deszczomierzy stałość w obrębie analizowanych czasów rozdziałów kaskad. W omawianym przypadku deszczomierza z Zagłębia Ruhry wynosiły one odpowiednio $\sigma_1 = 0,0026$, $\sigma_2 = 0,0260$ i $\sigma_3 = 0,0980$. Ostatni parametr był zatem zbliżony do $\sigma = 0,123$ – do swojego odpowiednika w rozkładzie beta-normalnym, ustalonego dla deszczomierza ze stacji Wrocław-Swojec (Licznar i Schmitt 2010).

Potwierdzeniem ewolucji rozkładów współczynników rozpadu BDC: od najprostszych rozkładów beta (B), przez rozkłady typu N-B, 2N-B aż do rozkładów typu 3N-B, wraz ze skracaniem się czasów rozpadu, są wyznaczone wartości prawdopodobieństw p_1, p_2 i p_3 oraz parametru a przedstawione na wykresach na rys. 7.15. Dla deszczomierza z Zagłębia Ruhry na wszystkich wykresach widoczne są zależności skalowe przekładające się na systematyczny spadek udziału poszczególnych rozkładów normalnych w rozkładzie 3N-B z wydłużaniem się czasów rozpadu, a także zmiana kształtu rozkładu beta z wypukłego we wklęsły (zmiana wartości parametru a z większej od 1 na mniejszą od 1).

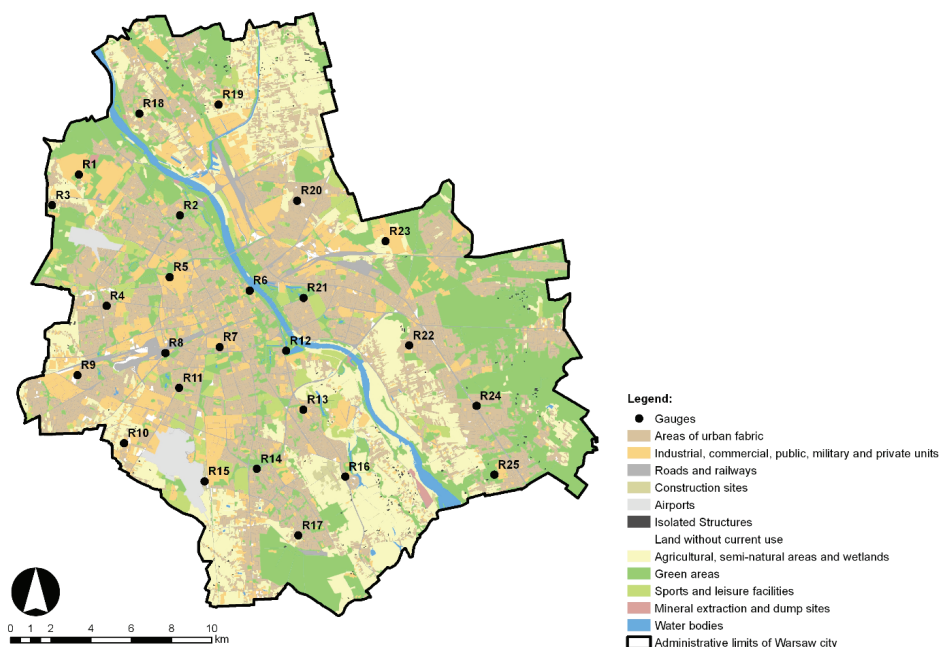
Wyczerpującą interpretację dyskutowanych wyników parametryzacji generatorów kaskad mikrokanonicznych dla czterech deszczomierzy z Niemiec w świetle teorii multiplikatywnych kaskad losowych zaprezentowali Licznar i in.

(2011b). Zauważyli oni przede wszystkim, że otrzymane wyniki zaprzeczają postulatowi możliwości stosowania prostych kaskad z generatorami o niezależnych i identycznych rozkładach (ang. *independent and identically distributed* – IID) dla wszystkich skal czasowych. Uprzednio ograniczony zakres stosowania kaskad z generatorami typu IID został wykazany na podstawie studiów nad szeregami opadowymi z różnych części świata (patrz np. (Harris i in. 1998; Olsson 1998; Cârsteanu i in. 1999; Langousis i Veneziano 2007)). Stosowanie kaskad z generatorami o rozkładach IID mogło być akceptowalne tylko dla wąskiego przedziału skal czasowych (o rozpiętości poniżej dwóch rzędów wielkości). Dodatkowo wielu badaczy obserwowało spadek wariacji wyznaczanych współczynników rozpadu BDC dla skal czasowych odpowiadających czasom równym bądź krótszym od 1 h (Olsson 1998; Menabde i Sivapalan 2000; Paulson i Baxter 2007), co w zasadzie odpowiadało sytuacji zobrazowanej na rys. 7.15. Wyraźna tendencja do unifikacji wartości wag multiplikatywnych kaskad losowych na ich coraz niższych poziomach wydaje się przy tym naturalna, gdyż oznacza zbliżanie się do skali homogeniczności procesu, kiedy



Rys. 7.15. Zależność parametrów p_1 , p_2 i p_3 oraz a rozkładu 3N-B od skali czasu dla deszczomierza z Zagłębia Ruhry. Skala czasu jest definiowana przez kolejne poziomy kaskady n , przy czym skala równa 1 dla $n = 8$ odpowiada czasom rozpadu 5–10 min, a skala równa 128 dla $n = 1$ odpowiada czasom rozpadu 640–1280 min

to wszystkie wagi przyjmują wartość 0,5. Obserwacje te stały się impulsem do opracowania tzw. kaskad ograniczonych (ang. *bounded cascades*) (Marshak i in. 1994; Menabde i in. 1997; Harris i in. 1998). Jak dowodzili Marshak i in. (1994) oraz Harris i in. (1996), kaskady ograniczone mogą być stosowane bezpośrednio do modelowania szeregów i pól opadowych o wykładniku spektralnym $\beta > 1$. Licznar i in. (2011b) po przeprowadzonej analizie widmowej szeregów opadowych dla deszczomierzy z Niemiec stwierdzili dla wszystkich z nich załamanie widma (analogiczne do przedstawionego na rys. 6.2), a więc wyraźny wzrost nachylenia widma (zwiększenie wartości wykładnika β) dla największych częstotliwości odpowiadających czasom poniżej ok. 1 h. Dla trzech spośród czterech analizowanych deszczomierzy wykładnik β był przy tym większy od 1, a dla deszczomierza z Zagłębia Ruhry przyjmował wartość równą 1,420 (Licznar i in. 2011b).

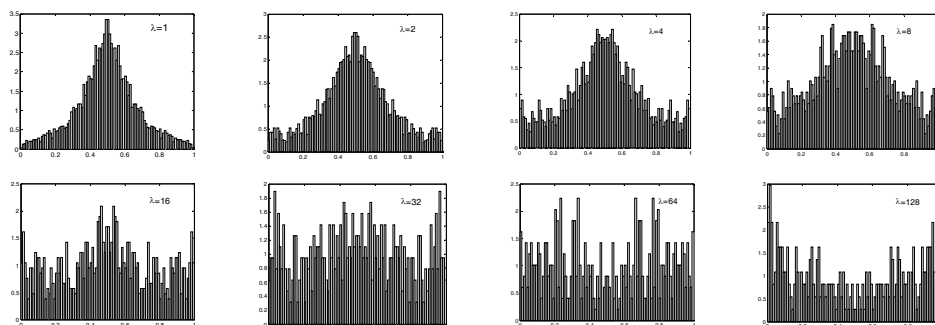


Rys. 7.16. Lokalizacja deszczomierzy wchodzących w skład sieci monitoringu opadów MPWiK w Warszawie na tle różnych typów zagospodarowania terenu wydzielonych według Urban Atlas (na podstawie Licznar i in. 2015a)

Wyniki dla deszczomierzy niemieckich stały się punktem wyjścia do unikalnych w skali światowej badań nad zmiennością przestrzenną generatorów kaskad mikrokanonicznych. Badania te przeprowadzono na wspomnianym już poligonie badawczym miejskiego pola opadowego Warszawy z wykorzystaniem szeregów

rejestracyjnych opadów z sieci 25 elektronicznych deszczomierzy wagowych (rys. 7.16) z okresu od 38 tygodnia 2008 r. do 49 tygodnia 2010 r. (Licznar i in. 2015a). Szeregi te cechowały się bardzo wysoką rozdzielczością zarówno dla czasu (1 min), jak i wysokości opadu (0,001 mm). Fragment przykładowego szeregu opadowego dla deszczomierza R15 dla 2009 r. przedstawiono na rys. 6.1.

Szeregi opadowe ze wszystkich 25 deszczomierzy z Warszawy poddano analizom analogicznym do przypadku deszczomierzy z Niemiec. Mimo wyraźnie lepszej rozdzielczości szeregów opadowych z nowej generacji deszczomierzy elektronicznych z Warszawy także w ich przypadku konieczne było zastosowanie algorytmu randomizacji w trakcie obliczania współczynników rozpadu BDC w celu eliminacji efektu kwantyzacji opadu i dominacji otrzymywanych hietogramów przez wartości BDC równe $1/2$, $1/3$, $2/5$ i $1/4$ (oraz odpowiednio $2/3$, $3/5$ i $3/4$). Dzięki lepszej rozdzielczości szeregów opadowych z deszczomierzy elektronicznych losowe korekty wysokości opadów przyjmowano jednak ze znacznie węższego przedziału $\pm 0,0005$ mm. Wyznaczone ostatecznie histogramy empirycznych wartości współczynników rozpadu BDC na przykładzie deszczomierza R7 przedstawiono na rys. 7.17.



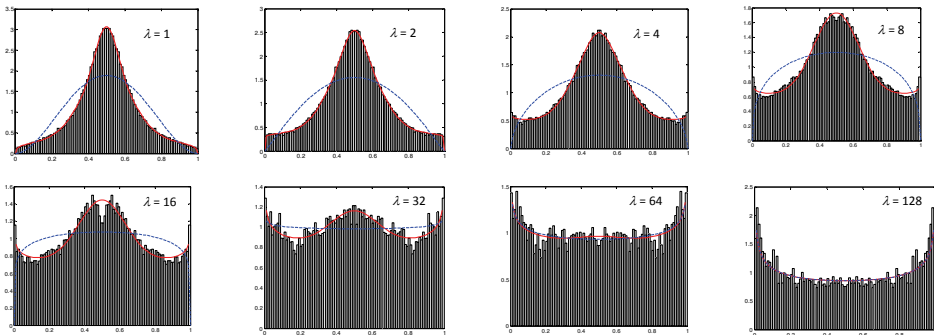
Rys. 7.17. Przykładowe histogramy współczynników rozpadu BDC dla różnych skal czasowych dla deszczomierza R7 z Warszawy obliczone z wykorzystaniem klasycznego algorytmu rozłącznych okien przesuwanych i algorytmu randomizacji; oś pozioma to zakresy wartości BDC, a oś pionowa – odpowiadające im częstości. Skale czasowe na wykresie zmieniają się w zakresie od $\lambda = 1$, odpowiadającej czasom rozpadu 5–10 min, do $\lambda = 128$, odpowiadającej czasom rozpadu 640–1280 min (Licznar i in. 2015a)

Brak „gładkości” histogramów współczynników rozpadu BDC na rys. 7.17 ujawniający się zwłaszcza w przypadku najdłuższych czasów rozpadu jest efektem bardzo krótkiego okresu rejestracji opadów. W następstwie tego obliczane klasycznie – metodą rozłącznych okien przesuwanych (ang. *non-overlapping moving window*) zbiory współczynników są nieliczne i nie reprezentują w sposób

deszczomierza R7 na rys. 7.19. Są one wyraźnie gładzsze od histogramów zamieszczonych na rys. 7.17 i pozwalają już na dopasowanie do nich rozkładów teoretycznych. Zdecydowano się na dopasowanie rozkładu beta jako swoistego rozkładu referencyjnego oraz rozkładu typu 2N-B o gęstości zdefiniowanej następująco (Licznar i in. 2015a):

$$p(w) = p_1 \left\{ \frac{1}{\sigma_1 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-0,5)^2}{2\sigma_1^2}} \right\} + (1-p_1) \left\{ p_2 \left\{ \frac{1}{B^*(a)} w^{a-1} (1-w)^{a-1} \right\} + (1-p_2) \left\{ \frac{1}{\sigma_2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(w-0,5)^2}{2\sigma_2^2}} \right\} \right\}, \quad (7.25)$$

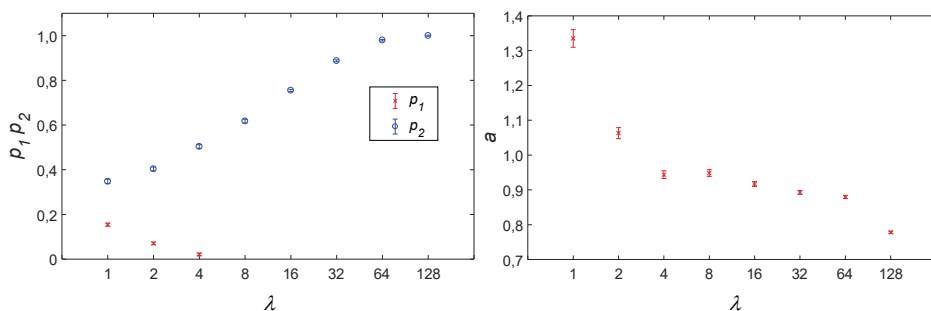
$w \in (0, 1)$, p_1, p_2 – parametry charakteryzujące udział poszczególnych rozkładów w łącznym rozkładzie 2N-B, B^* – funkcja beta, a – parametr dopasowania rozkładu beta, σ_1, σ_2 – parametry dopasowania rozkładów normalnych.



Rys. 7.19. Przykładowe histogramy współczynników rozpadu BDC dla różnych skal czasowych dla deszczomierza R7 z Warszawy obliczone z wykorzystaniem nowego algorytmu nakładających się okien przesuwanych i algorytmu randomizacji; osie poziome to zakresy wartości BDC, a osie pionowe – odpowiadające im częstości. Czerwoną linią ciągłą zaznaczono przebieg wykresu funkcji gęstości dopasowanego rozkładu 2N-B, a niebieską linią przerywaną – przebieg wykresu funkcji gęstości dopasowanego rozkładu symetrycznego beta. Skale czasowe na wykresie zmieniają się w zakresie od $\lambda = 1$, odpowiadającej czasom rozpadu 5–10 min, do $\lambda = 128$, odpowiadającej czasom rozpadu 640–1280 min (Licznar i in. 2015a)

Wyniki uzyskane dla wszystkich 25 deszczomierzy z Warszawy potwierdziły bezzasadność przyjmowania rozkładów symetrycznych beta za modelowe do opisu rozkładów współczynników rozpadu BDC dla krótkich czasów rozpa-

du. Rozkłady typu beta były zasadne tylko dla najdłuższych czasów rozpadu, a wraz ze skracaniem się czasów rozpadu w sposób systematyczny przekształcały się w rozkłady typu N-B i 2N-B. Zmianom tym towarzyszyło, zdiagnozowane już dla deszczomierzy niemieckich i dla deszczomierza Wrocław-Swojec, zwiększanie się wartości parametru a rozkładu beta we wzorze (7.25), a więc zmiana z rozkładów typu wklęsłego ($a < 1$) na wypukłe ($a > 1$). Obserwacje te potwierdzają przykładowe wyniki obliczeń parametrów p_1 , p_2 i a dla poszczególnych skal czasowych dla deszczomierza R7 przedstawione na rys. 7.20. Warto zauważyć, że wspomniane parametry wykazują przy tym dosyć wyraźne zależności o charakterze skalowym. Generalnie też rozkład typu 2N-B według wzoru (7.25) jest specyficznym przypadkiem rozkładu 3N-B wdrożonego dla deszczomierzy niemieckich (por. model 7.24).



Rys. 7.20. Wartości i przedziały 95-procentowej ufności parametrów p_1 , p_2 i a dla poszczególnych skal czasowych λ dla deszczomierza R7 z Warszawy. Przedziały 95% ufności dla parametrów p_1 i p_2 są wąskie i niewidoczne w skali wykresu. Skale czasowe na wykresie zmieniają się w zakresie od $\lambda = 1$, odpowiadającej czasom rozpadu 5–10 min, do $\lambda = 128$, odpowiadającej czasom rozpadu 640–1280 min. Wartości na osiach poziomych są w skali logarytmicznej (Licznar i in. 2015a)

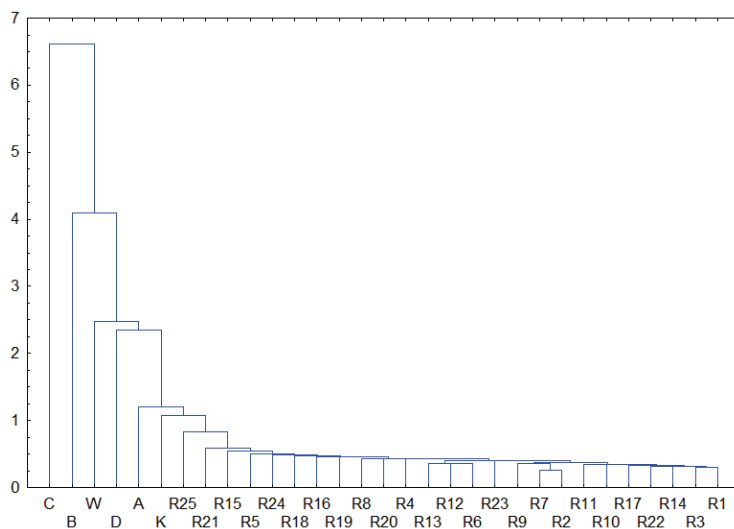
Propozycja stosowania algorytmu nakładających się okien przesuwanych wzbudziła zastrzeżenia recenzentów pracy Licznara i in. (2015a). Zastrzeżenia wynikały z tego, że obliczane zgodnie z nim kolejne wartości współczynników BDC nie są w pełni niezależnymi wartościami jak w przypadku algorytmu niezależnych okien przesuwanych. Jeden z recenzentów podważał przy tym reprezentatywność opracowywanych w ten sposób, czyli na podstawie krótkich zaledwie kilkuletnich szeregów rejestracyjnych, generatorów kaskad mikrokanonicznych (patrz dyskusja maszynopisu HESS Discussion Online). Chcąc

rozwiąć te wątpliwości, Licznar i in. (2015a) zdecydowali się na poszerzenie badań o analizę dodatkowego 25-letniego (lata 1983–2007) szeregu 15-minutowych wysokości deszczy zarejestrowanych przez pluwiograf zlokalizowany w miejscu aktualnej lokalizacji deszczomierza R7 (stacja Warszawa-Filtry). Szereg ten powstał pierwotnie przez manualny odczyt zapisów pluwiograficznych z rozdzielczością czasową 15 min. Na podstawie tego długoletniego szeregu opadowego analizowano histogramy współczynników rozpadu BDC dla hierarchii skal czasowych odpowiadających czasom rozpadu od 15 do 960 min. Analizy prowadzono dla 5 kolejnych 5-letnich okresów czasowych z zastosowaniem algorytmu nakładających się okien przesuwanych oraz łącznie dla 25 lat z zastosowaniem algorytmu nakładających się okien przesuwanych oraz klasycznego algorytmu rozłącznych okien przesuwanych. Przez porównanie opracowanych histogramów BDC i dopasowanych do nich rozkładów typu 2N-B (wg wzoru (7.25)) wykazano ich wzajemną zgodność, a więc zaprzeczono tezie o niereprezentatywności generatorów kaskad mikrokanaonicznych o parametryzacji opartej tylko na kilkuletnich rejestracjach opadowych (Licznar i in. 2015a).

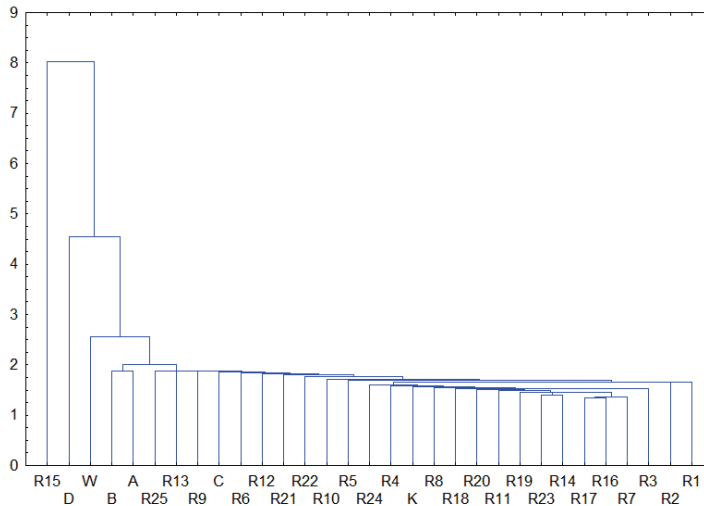
Najciekawszym poznawczo elementem studium rozkładów współczynników rozpadu BDC dla 25 deszczomierzy z Warszawy było niemniej jednak porównanie ich zmienności w obrębie dużego miejskiego pola opadowego. W tym celu oddzielnie dla wszystkich analizowanych skal czasowych dokonano porównania podobieństwa kształtów opracowanych histogramów współczynników BDC. Histogramy te odczytano dla pełnego zakresu (0, 1) z rozdzielczością 0,01 – sformowano wektory opisujące precyzyjnie ich kształty, następnie porównano je wzajemnie między sobą z użyciem analizy skupień, a konkretnie opisywanej już w rozdz. 5 metody aglomeracyjnej. Stosowano przy tym klasyczną metrykę euklidesową (patrz wzór (5.1)) i metodę pojedynczego wiązania (ang. *single linkage method*). W celu obiektywnej oceny stopnia zróżnicowania histogramów współczynników rozpadu BDC dla 25 deszczomierzy z obszaru miasta Warszawy do analizowanego zbioru dołączono wcześniej analizowane histogramy dla czterech deszczomierzy z Niemiec (Licznar i in. 2011b) oraz dwóch deszczomierzy z Polski, z Wrocławia i Kielc.

Wyniki przeprowadzonej analizy skupień zaprezentowano na rys. 7.21 i 7.22 dla dwóch skrajnych skal czasowych λ równych 1 i 128 (odpowiadających czasom rozpadu równym 5–10 min oraz 640–1280 min). Widoczne na nich dendrogramy bardzo dobrze obrazują ustalone prawidłowości. Dla małych skal czasowych, a więc krótkich czasów rozpadu, wszystkie 25 deszczomierzy ma

stosunkowo zbliżone rozkłady współczynników rozpadu BDC, zwłaszcza jeśli odległości je dzielące odniesie się do deszczomierzy z innych miast Polski i Niemiec. Pewną tendencją do odstawania od pozostałych deszczomierzy warszawskich zauważono jedynie w przypadku deszczomierza R25 położonego na południowo-wschodnich przedmieściach, w mocno zalesionym obszarze. W przypadku dużych skal czasowych (długich czasów rozpadu) wyraźnie odstającym deszczomierzem okazał się deszczomierz R15, którego odległość wiązania do pozostałych 24 deszczomierzy była większa od deszczomierzy z innych miast. Potencjalne wyjaśnienie tego Licznar i in. (2015a) przypisywali bardzo nietypowej lokalizacji deszczomierza R15 na terenie lotniska Warszawa-Okęcie, a więc w miejscu o specyficznych warunkach dla lokalnej turbulencji (brak przeszkód terenowych, bardzo niska w porównaniu z centrum miasta „szorstkość” terenowa). W podsumowaniu wyników stwierdzono niepodważalne podobieństwo generatorów kaskad mikrokanonicznych dla wszystkich pozostałych 23 deszczomierzy zlokalizowanych na terenie centrum miasta. Na tej podstawie implikowano, że w skali nawet dużego miasta możliwe jest stosowanie do generowania syntetycznych szeregów opadowych kaskady mikrokanonicznej o pojedynczym generatorze (Licznar i in. 2015a).



Rys. 7.21. Dendrogram uzyskany na podstawie analizy skupień histogramów BDC dla skali czasowej $\lambda = 1$, odpowiadającej czasom rozpadu 5–10 min; na osi pionowej oznaczono odległości wiązania, na osi poziomej – nazwy analizowanych deszczomierzy (K oznacza Kielce, W – Wrocław, A, B, C, D – cztery deszczomierze niemieckie) (Licznar i in. 2015a)



Rys. 7.22. Dendrogram uzyskany na podstawie analizy skupień histogramów BDC dla skali czasowej $\lambda = 128$, odpowiadającej czasom rozpadu 640–1280 min; na osi pionowej oznaczono odległości wiązania, na osi poziomej – nazwy analizowanych deszczomierzy (K oznacza Kielce, W – Wrocław, A, B, C, D – cztery deszczomierze niemieckie) (Licznar i in. 2015a)

7.3. Losowe kaskady ciągłe

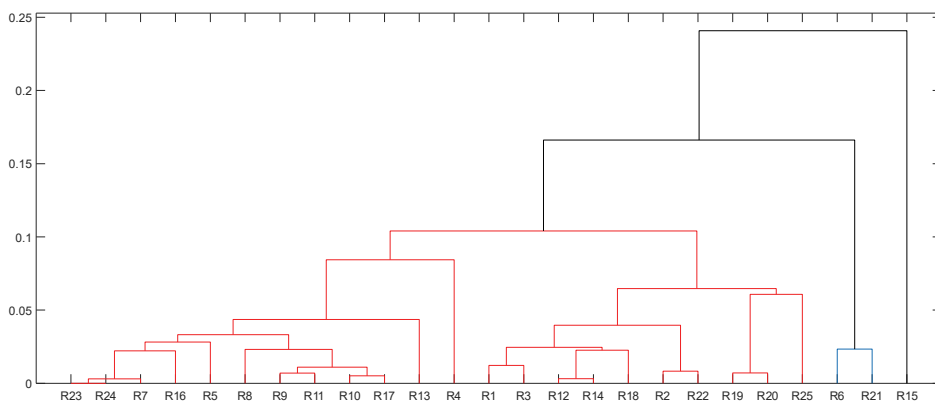
Dyskutowane szczegółowo w podrozdz. 7.2 działanie dyskretnej kaskady losowych wiąże się nieodzownie z problemem konieczności operowania pewną ustaloną za pomocą wartości parametru rozdziału b (najczęściej $b = 2$) hierarchią rozdzielczości czasowych. Otrzymywanie szeregów opadowych o rozdzielczości docelowej 5 min wiąże się z niedogodnością korzystania na wejściu kaskad z pseudodobowych (1280-minutowych) wysokości opadu. Generowane przy tym z użyciem dyskretnej kaskady losowej szeregi roczne składają się z połączonych ze sobą wyników niezależnych uruchomień kaskad dla kolejnych dni w roku (czy też precyzyjniej: 1280-minutowych przedziałów czasowych). Chociaż współcześnie jeszcze operowanie w modelowaniu hydrodynamicznym systemów odwodnienia szeregami opadowymi, względnie hietogramami o rozdzielczości czasowej 5 minut, jest standardem, w bliskiej przyszłości znajdzie konieczność pracy z lepszą 1-minutową rozdzielczością. Wprowadzane obecnie nowej generacji deszczomierze oraz przepływomierze w systemach monitoringu kanalizacyjnego już pracują ze standardową 1-minutową rozdzielczością. Nie

będzie zatem zasadne w zadaniach takich jak kalibracja modeli hydrodynamicznych cofanie się do gorszej rozdzielczości 5- lub 10-minutowej. Generowanie syntetycznych szeregów o rozdzielczości 1-minutowej z kaskad dyskretnych na drodze rozdziału sum dobowych opadów będzie niemożliwe lub obarczone dużym błędem. W dodatku, jak wykazały badania przeprowadzone w Polsce i Niemczech, dobre efekty mogą zostać osiągnięte przy zastosowaniu kaskad mikrokanonicznych, ale o generatorach opisywanych rozkładami klasy 3N-B lub 2N-B, do których zdefiniowania istnieje potrzeba estymacji bardzo wielu parametrów.

Wymienione przesłanki praktyczne dały impuls do podjęcia w ramach projektu NCN 2011/03/B/ST10/06338, pt: „Przestrzenno-czasowa analiza i modelowanie miejskiego pola opadowego”, prac mających na celu weryfikację możliwości stosowania kaskad ciągłych opartych na uniwersalnym modelu multifrakalnym do generowania syntetycznych szeregów opadowych. W tym celu na wstępie dokonano obliczenia wartości parametrów multifrakalnych dla 25 deszczomierzy w Warszawie według metodyki prezentowanej szczegółowo w podrozdz. 6.6 na przykładzie deszczomierza R15. Dla wszystkich deszczomierzy obliczono wartości uniwersalnych parametrów multifrakalnych: α , C_1 , H . Parametr H będący miarą stopnia niezachowawczości procesu był bliski 0 dla wszystkich lokalizacji. W dalszym etapie badań porównano zatem ze sobą wartości parametrów multifrakalnych α i C_1 dla zbioru 25 deszczomierzy z Warszawy z wykorzystaniem sprawdzonej już (w przypadku badań nad generatorami kaskad mikrokanonicznych) metody analizy skupień. Efektem zastosowania metody aglomeracyjnej powiązanej z metryką euklidesową (patrz wzór (5.1)) i metodą średniego wiązania (ang. *average linkage method*) jest dendrogram przedstawiony na rys. 7.23.

Dendrogram na rys. 7.23 dowodzi silnego podobieństwa par wartości parametrów multifrakalnych α i C_1 dla całego zbioru warszawskich deszczomierzy. Jedynie w przypadku deszczomierza R15 można mówić o odstających wartościach uniwersalnych parametrów multifrakalnych. Odstępstwo to, podobnie jak w przypadku jego zauważenia przy analizie generatorów kaskad mikrokanonicznych, można tłumaczyć zapewne bardzo nietypową lokalizacją deszczomierza R15 (na terenie lotniska, a więc na obszarze o zredukowanej do minimum szorstkości terenu i dużym udziale powierzchni trawiastych). Opisywane tutaj wyniki, analogicznie do przypadku kaskad mikrokanonicznych, mają duży walor poznawczy, gdyż implikują możliwość wykorzystywania pojedynczego modelu kaskady ciągłej opartej na pojedynczym zestawie uniwersalnych parametrów multifrakalnych do generowania syntetycznych szeregów opadowych,

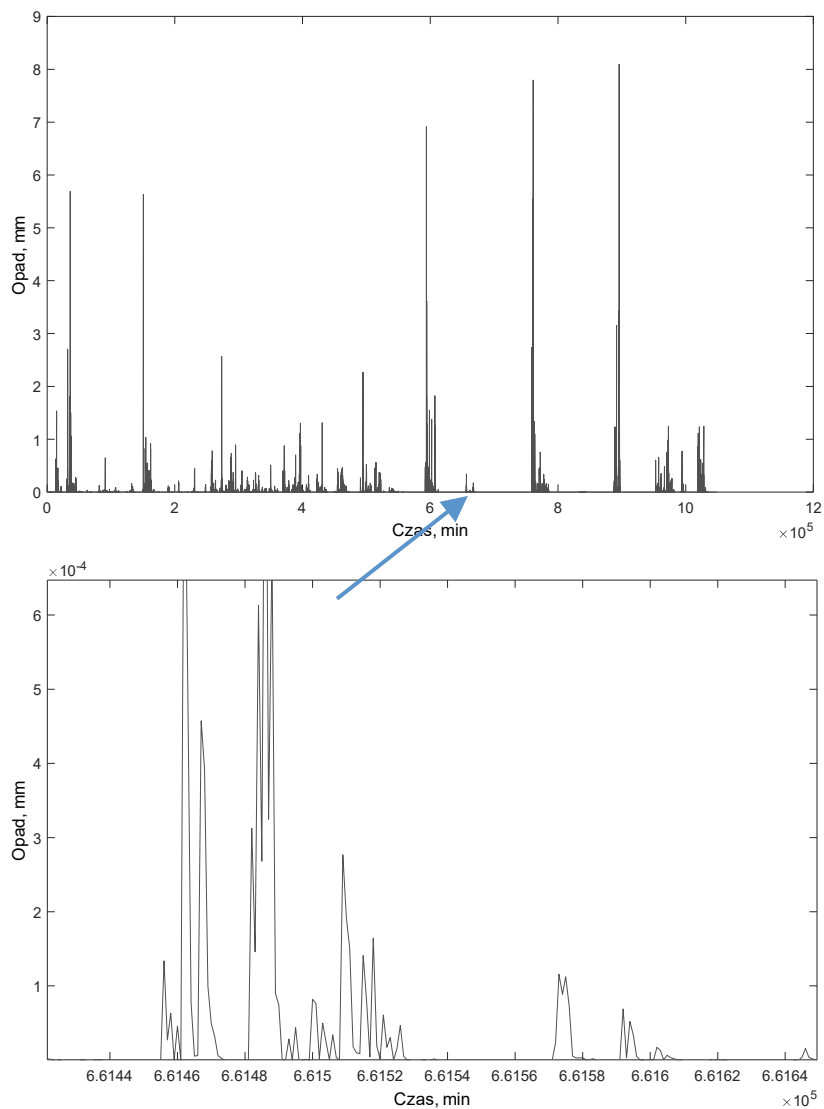
stosowanych następnie do modelowania kanalizacji deszczowych na terenie praktycznie całego dużego miasta. Kierując się tymi przesłankami, postanowiono obliczyć średnie wartości parametrów multifrakalnych dla całego zbioru deszczomierzy warszawskich. Wartości te wynosiły odpowiednio: $\alpha = 0,77$, $C_1 = 0,40$ i zostały wykorzystane do parametryzacji modelu uniwersalnej kaskady multifrakalnej.



Rys. 7.23. Dendrogram będący wynikiem analizy skupień wartości α i C_1 dla zbioru 25 deszczomierzy z Warszawy

Komputerowy model uniwersalnej kaskady multifrakalnej dla Warszawy (aplikację Generator_UM) oparto na kodzie Eps1D (Multifractal Fields Simulation Software), opublikowanym na stronie: www.physics.mcgill.ca/~gang/software/. Aplikacja Generator_UM pozwalała na generowanie 1-minutowego szeregu opadowego o długości $\lambda = 2^{20}$ min, czyli blisko 2-letniej. Przykład syntetycznego szeregu opadowego wygenerowanego z użyciem aplikacji Generator_UM przedstawiono na rys. 7.24. Opad na tym wykresie jest rozłożony w sposób nieregularny, typowy dla struktur multifrakalnych, a zarazem bardzo podobny do szeregów obserwacyjnych prezentowanych na rys. 6.1. Uwagę przykuwają zwłaszcza typowe dla procesów multifrakalnych osobliwości w postaci bardzo wysokich chwilowych intensywności/natężeń opadów sięgających nawet $6\div 8 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Struktura syntetycznego szeregu opadowego odbiega niemniej wyraźnie, jeśli chodzi o nieciągłość opadów, od szeregów obserwacyjnych z uwagi na bardzo mały udział przedziałów czasowych z zerową wysokością opadu. Na powiększonym na rys. 7.24 fragmencie wykresu widać, że w bardzo wielu 1-minutowych przedziałach czasowych w szeregu syntetycznym pojawiają się niezerowe wysokości opadu – mniejsze od 0,001, czyli wartości od-

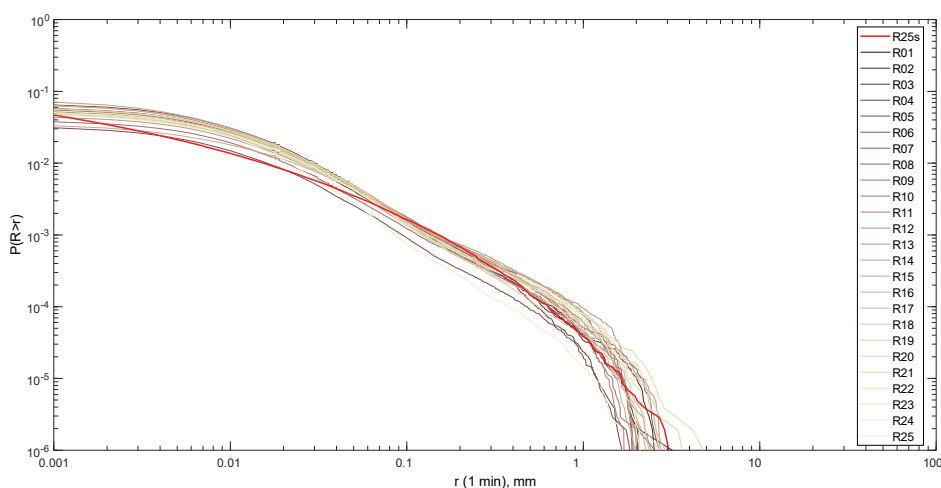
powiadającej rozdzielczości elektronicznych deszczomierzy wagowych stosowanych w Warszawie.



Rys. 7.24. Przykładowy szereg wygenerowany z użyciem uniwersalnego generatora multifrakcyjnego o parametrach $\alpha = 0,77$, $C_1 = 0,40$; na wykresie u góry szereg o blisko 2-letniej długości o rozdzielczości 1-minutowej, na dole – powiększony wycinek obszaru wykresu

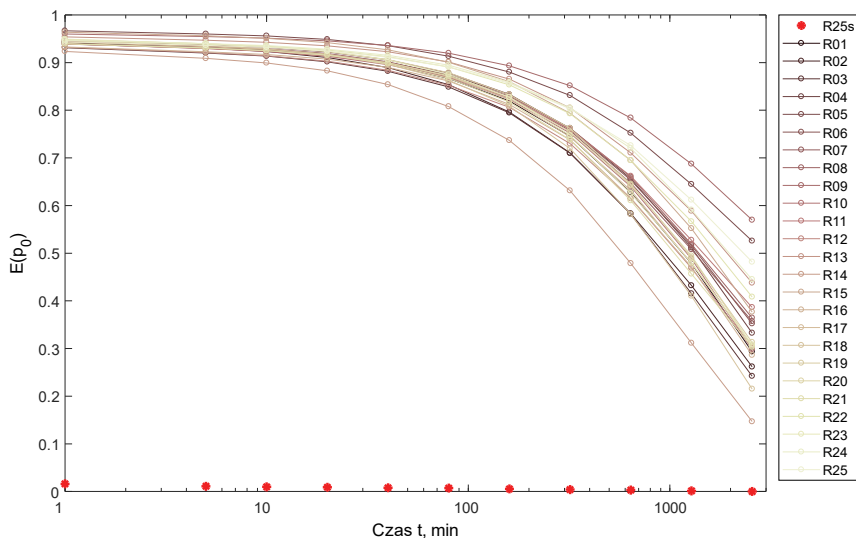
Jakościowe obserwacje dotyczące wygenerowanych szeregów opadowych znajdują uzasadnienie w przeprowadzonych analizach statystycznych. Zamiesz-

czone na rys. 7.25 obliczone dystrybuanty wysokości opadu dla 1-minutowych szeregów obserwacyjnych z 25 deszczomierzy z Warszawy, mimo że tworzą dosyć zwartą wiązkę – w ich obszarze mieści się dystrybuanta wyznaczona dla szeregu syntetycznego wygenerowanego z modelu uniwersalnej kaskady mikrokanonicznej o uśrednionych parametrach multifrakalnych. Dowodzi to dobrego odwzorowania rozkładów niezerowych (większych od 0,001 mm) wysokości opadów w wygenerowanych syntetycznych szeregach opadowych. Warto podkreślić, że zgodność ta jest uzyskana dla bazowych szeregów o oryginalnej rozdzielczości 1-minutowej, a nie dla szeregów zagregowanych na przykład do 5 min.



Rys. 7.25. Dystrybuanty wysokości opadu stwierdzone dla 1-minutowych szeregów obserwacyjnych z 25 deszczomierzy z Warszawy oraz dla szeregu syntetycznego wygenerowanego z modelu uniwersalnej kaskady mikrokanonicznej o uśrednionych parametrach multifrakalnych

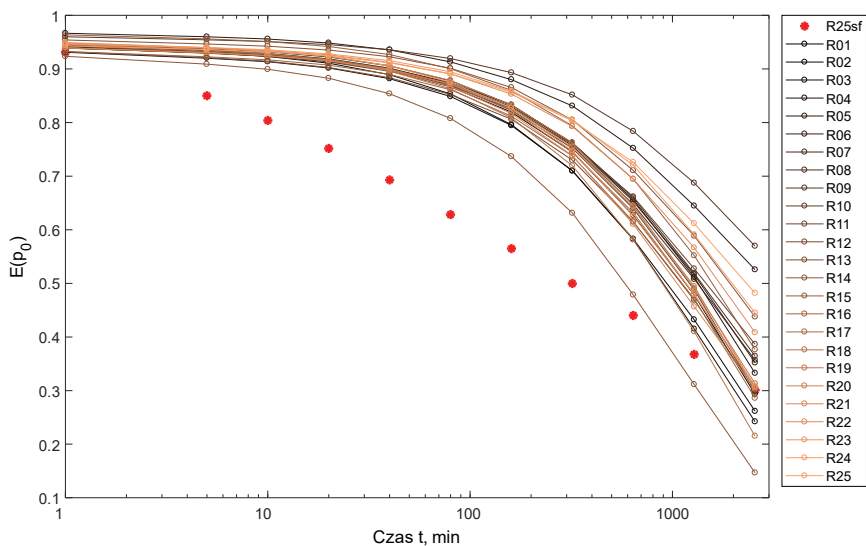
W przeciwieństwie do bardzo dobrych rezultatów uzyskanych przy porównaniu dystrybant niezerowych wysokości opadów wyniki analiz nieciągłości syntetycznych szeregów opadowych są negatywne. Częste występowanie opadów o niskich wartościach, poniżej 0,001 mm, ale zarazem różnych od 0 prowadzi do całkowitego zatarcia nieciągłości opadów. Jak widać na wykresie na rys. 7.26, procent przedziałów czasowych z zerowym opadem nawet dla najwyższej rozdzielczości czasowej 1-minutowej jest marginalny (ok. 1%), podczas gdy we wszystkich szeregach obserwacyjnych z 25 deszczomierzy przekracza wyraźnie 90%. W przypadku dłuższych interwałów czasowych nieciągłość opadów w szeregu syntetycznym praktycznie całkowicie zanika.



Rys. 7.26. Porównanie nieciągłości w szeregu syntetycznym wygenerowanym z modelu uniwersalnej kaskady mikrokanonicznej o uśrednionych parametrach multifraktalnych z nieciągłością obserwowaną w szeregach obserwacyjnych z 25 deszczomierzy z Warszawy

Problem dysfunkcji modeli uniwersalnych kaskad w odwzorowaniu nieciągłości w szeregach syntetycznych był już sygnalizowany przez Licznara (2009a), który uważał go za istotny w kontekście ich stosowania w hydrologii miejskiej. Możliwością jej eliminacji jest wprowadzenie progu odcięcia dla zapisywanych w szeregu minimalnych wysokości deszczu. Takie rozwiązanie jednak wymaga arbitralnego przyjęcia tego progu i prowadzi nieuchronnie do utraty pewnej wysokości całkowitego opadu alokowanego w szeregu syntetycznym. Chcąc tego uniknąć, w badaniach deszczomierzy warszawskich wdrożono alternatywne rozwiązanie w postaci specjalnego filtra akumulacyjnego FILTR zaimplementowanego dodatkowo na wyjściu programu Generator_UM. Funkcjonowanie filtra naśladowało działanie elektronicznego deszczomierza wagowego, w którym (co dyskutowano w p. 3.4.1) opady są akumulowane dla kolejnych 1-minutowych przedziałów czasu, a w przypadku gdy są bardzo małe na wyjściu przyrządu prezentowane są wysokości równe 0 aż do momentu, gdy zakumulowana wysokość opadu nie przekroczy bariery 0,001 mm, a więc rozdzielczości deszczomierza. Wówczas zakumulowana wysokość opadu jest zapisywana w szeregu rejestracyjnym, z dodatkowym jej dostosowaniem do rozdzielczości deszczomierza wynoszącej 0,001 mm. Pozostająca przy tym potencjalnie niewielka nadwyżka wysokości opadu, mniejsza od 0,001 mm, jest dodawana do następnych 1-minutowych przedziałów

czasowych. Identyczny mechanizm odwzorowano w algorytmie filtrującym FILTR, dzięki czemu uzyskano przetworzony szereg syntetyczny o rozdzielczości 0,001 mm, w sposób oczywisty bez naruszania całkowitej sumy opadów w szeregu. Algorytm filtracyjny miał jedynie marginalny wpływ na przebieg dystrybuanty wysokości opadu przedstawiony na rys. 7.25, ale w sposób bardzo wyraźny poprawiał strukturę nieciągłości wygenerowanych szeregów syntetycznych. Jak widać dobrze na rys. 7.27, udział interwałów czasowych z zerowym opadem dla najwyższej rozdzielczości czasowej 1-minutowej oraz rozdzielczości powyżej 1000 min mieścił się w zakresie zmienności nieciągłości obserwowanej dla szeregów obserwacyjnych z Warszawy.



Rys. 7.27. Porównanie nieciągłości w szeregu syntetycznym wygenerowanym z modelu uniwersalnej kaskady mikrokanonicznej o uśrednionych parametrach multifrakalnych (po jego dodatkowej filtracji) z nieciągłością obserwowaną w szeregach obserwacyjnych z 25 deszczomierzy z Warszawy

W podsumowaniu należy stwierdzić, że opisywane – pierwsze jak dotąd w kraju – wyniki badań nad wdrożeniem modeli uniwersalnych kaskad losowych do generowania syntetycznych szeregów opadowych są bardzo obiecujące. Modele te pozwalają na generowanie syntetycznych szeregów opadowych o charakterze ciągłym, a więc rozwiązują problem rozdzielczości czasowej, a zarazem do ich parametryzacji potrzebne są tylko dwie wielkości parametrów multifrakalnych α i C_1 . Na dodatek, co można wnioskować na podstawie wyni-

ków badań na poligonie warszawskiej sieci deszczomierzowej, parametry te cechuje dodatkowy wymiar uniwersalności, który można nazwać uniwersalnością przestrzenną, gdyż jeden ich zestaw wartości może być wykorzystywany praktycznie dla całego obszaru miasta.

8. PODSUMOWANIE I KIERUNKI DALSZYCH BADAŃ

Cyfryzacja monitoringu opadów atmosferycznych jest szansą na skokową zmianę w zakresie warsztatu projektowania, modelowania i eksploatacji miejskich systemów odwodnienia terenów. Wprowadzenie sieci elektronicznych deszczomierzy nowej generacji i disdrometrów laserowych czyni pomiary nie tylko łatwiejszymi, lecz także automatyzuje je, a co istotne – zwiększa ich rozdzielczość. Dzięki temu możliwe jest rejestrowanie chwilowych natężeń opadów determinujących dynamikę spływów z uszczelnionych powierzchni zlewni miejskich. Cyfryzacja i powiązana z nią automatyzacja pomiarów pozwala na zagęszczenie instalacji przyrządów pomiarowych oraz (co ważniejsze) na precyzyjną synchronizację ich odczytów. W ten sposób powstają sieci pomiarowe o skali lokalnej umożliwiające lepsze rozpoznanie przestrzenno-czasowej zmienności pól opadowych. Ta wiedza przekłada się na konkretne korzyści w postaci lepszego wykorzystania retencji kanałowej i obniżenia częstości działania przelewów na kanalizacji ogólnospławnej w funkcjonujących już systemach RTC sterowania odpływem z systemów kanalizacyjnych.

W ostatnich latach wzrasta wśród eksploatorów systemów odwadniania świadomość, że skuteczny lokalny monitoring opadów jest niezbędnym elementem nawet wówczas, gdy nie steruje się w sposób dynamiczny odpływem wód opadowych z sieci. Wiarygodna informacja opadowa jest bowiem konieczna do oceny niezawodności działania systemu odwodnienia i operacyjnej weryfikacji standardów świadczonej przez nich usługi odprowadzania wód opadowych, a więc spełnienia wymogów komfortu kanalizacyjnego. Posiadanie realnego zapisu warunków opadowych towarzyszących wylaniom z kanalizacji pozwala dopiero ustalać ich przyczyny i identyfikować zakres odpowiedzialności eksploatatora względem obsługiwanych klientów.

Cyfryzacja monitoringu opadów to także wielkie wyzwanie dotyczące archiwizacji i przetwarzania danych opadowych. Duża liczba deszczomierzy o wysokiej rozdzielczości pomiarów w miejskich sieciach monitoringu prowadzi

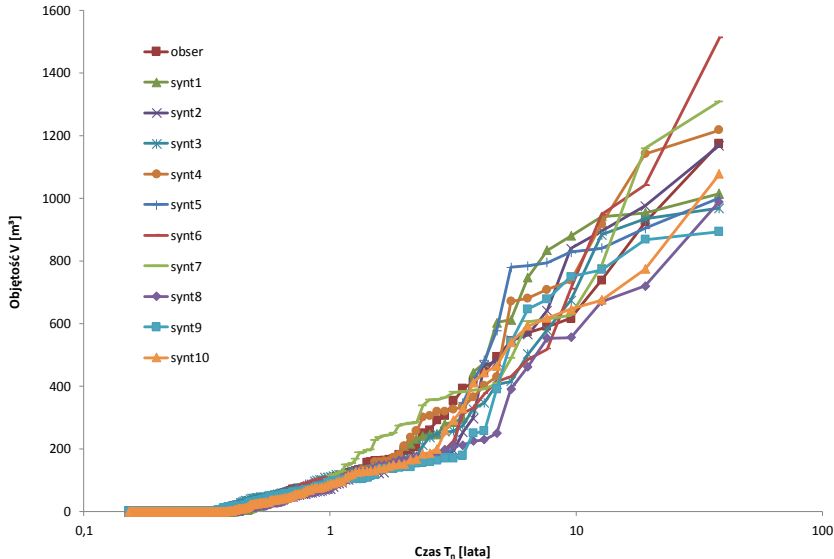
do lawinowego napływu danych pomiarowych. Dane te nie mogą być tylko składowane w klasycznych systemach typu SCADA stosowanych od lat w przedsiębiorstwach wodociągowo-kanalizacyjnych do nadzoru i sterowania dużymi obiektami typu oczyszczalnie ścieków, ujęcia wody, stacje uzdatniania wody itp. Muszą być rozwijane specjalistyczne aplikacje komputerowe wykorzystujące wirtualne dyski w chmurze danych. Tylko w ten sposób możliwe jest zapewnienie ciągłej aktualizacji baz pomiarowych w układzie *on-line* i zagwarantowanie dostępu do nich nieograniczonej liczbie użytkowników o predefiniowanych przez administratora systemu uprawnieniach. Funkcjonalność takich specjalistycznych aplikacji musi obejmować algorytmy nadzoru nad poprawnością pracy poszczególnych deszczomierzy w celu śledzenia wysyłanych przez te instrumenty kodów stanu ich pracy oraz algorytmy badające na przykład skorelowanie rejestrowanych szeregów opadowych na pobliskich posterunkach. Muszą być także implementowane algorytmy diagnostyczne weryfikujące poprawność pojedynczych szeregów opadowych po to, by kontrolować zarówno zakres zmienności rejestrowanych natężeń chwilowych opadów, jak i całą strukturę zapisywanych szeregów czasowych. Jest to możliwe z wykorzystaniem, opisywanej w rozdz. 6, analizy fraktalnej i multifraktalnej.

Funkcjonalność specjalistycznych aplikacji do rejestracji opadów i udostępniania ich wyników nie może ograniczać się tylko do przeglądania i eksportowania zapisanych szeregów opadowych, względnie obliczania okresowych sum opadów. Aplikacje takie muszą pozwalać na wydzielanie intensywnych opadów według predefiniowanych przez użytkownika kryteriów, tak aby możliwe było bezpośrednie zasilanie nimi modeli hydrodynamicznych kanalizacji, oraz na wyszukiwanie maksymalnych fazowych natężeń opadów dla różnych czasów trwania. Wyszukiwane maksima powinny być odnoszone do lokalnego modelu opadowego (krzywej IDF bądź DDF) w celu szybkiego ustalania poziomów częstości (prawdopodobieństwa) występowania rejestrowanych opadów. Jest to bardzo ważne ze względu na weryfikację standardu świadczonej usługi odwodnienia terenu.

Łatwiejszy dostęp do coraz dłuższych szeregów czasowych o lepszej rozdzielczości nie powinien zwalniać od rozwijania metod ich kompleksowej analizy, modelowania, a na koniec także generowania z opracowanych modeli syntetycznych szeregów opadowych. W tym obszarze nie ma już istotnych przeszkód. Analizę i modelowanie szeregów opadowych można prowadzić z wykorzystaniem teorii geometrii fraktalnej i multifraktalnej oraz multiplikatywnych kaskad losowych, co potwierdzono w licznych badaniach krajowych i zagra-

nicznych. Kwestią czasu jest tylko wdrożenie tego warsztatu do praktyki i jego upowszechnienie. Logicznym uzasadnieniem takiej perspektywy jest świadomość, że każda rejestracja opadu, nawet w najlepszej rozdzielczości czasowej, jest tylko „zdjęciem” zaistniałej już realizacji procesu opadowego. Prawdopodobieństwo powtórzenia takiej samej realizacji procesu opadowego w przyszłości jest bliskie zeru. Lepiej jest zatem zarejestrowane szeregi opadowe użyć do pozyskania wiedzy o wieloskalowym, złożonym procesie opadowym, jego zamodelowania, a następnie wygenerowania wielu syntetycznych szeregów opadowych jako zbioru potencjalnych scenariuszy opadowych wykorzystywanych przy modelowaniu hydrodynamicznym działania systemów odwadniania.

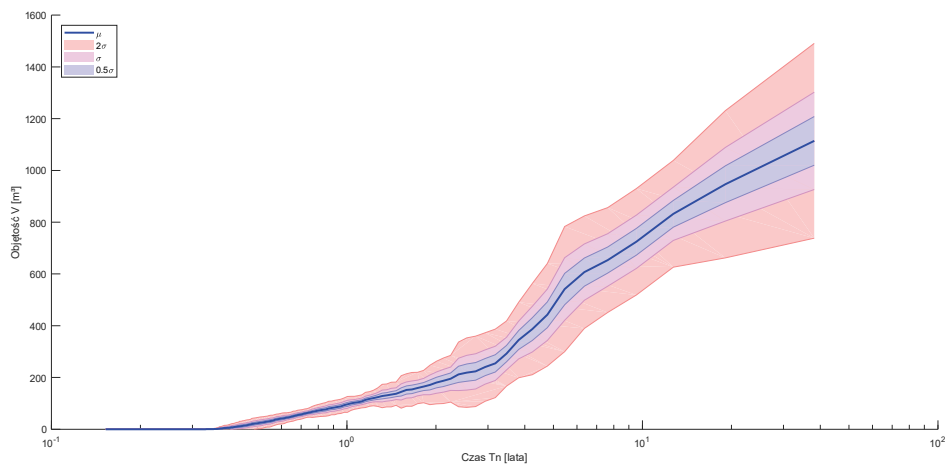
Przykładem takiego podejścia były badania przeprowadzone przez Licznara (2013), na poligonie małego systemu kanalizacyjnego we Wrocławiu, z zainstalowanym podziemnym zbiornikiem i regulatorem dławiącym odpływ. System ten przeanalizowano z wykorzystaniem modelu hydrodynamicznego – przeprowadzono łącznie 2804 symulacje dla 250 rzeczywistych deszczy wydzielonych z 38-letnich zapisów oraz 2554 syntetycznych deszczy wydzielonych z 10 niezależnych szeregów czasowych (o długości 38 lat każdy). Syntetyczne



Rys. 8.1. Porównanie zależności między objętością rejestrowanych nadpiętrzeń sieci a okresem ich powtarzalności ($T_n \approx C$) uzyskanych dla szeregów obserwacyjnych i 10 niezależnych szeregów syntetycznych dla okresu 38 lat; na wykresie w celu poprawy widoczności porównywanych charakterystyk dyskretne punkty zostały połączone liniami (Licznar 2013)

szeregi opadowe zostały uprzednio wygenerowane z modelu kaskady mikrokanonicznej MC(BETA-NORMAL) opisywanej w podrozdz. 7.2. Zbiory wyników symulacji zostały opracowane – uzyskano wykresy zależności objętości nadpiętrzeń sieci od okresów ich powtarzalności (rys. 8.1).

Na przedstawionych wykresach widać podobieństwo wyników symulacji bazujących na szeregu rzeczywistym i syntetycznych szeregach opadowych. Krzywa nadpiętrzeń na bazie zbioru rzeczywistych opadów mieściła się praktycznie w pęku analogicznych krzywych dla zbiorów wygenerowanych opadów. Na tej podstawie można wyciągnąć wniosek, że przy braku rzeczywistych szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości do probabilistycznego wymiarowania zbiorników retencyjnych można wykorzystać szeregi syntetyczne traktowane za potencjalne scenariusze opadowe, których horyzont czasowy nie jest ograniczany krótkim okresem pomiarów.



Rys. 8.2. Wiązka multimodelu opracowana na podstawie uśrednienia zależności między objętością rejestrowanych nadpiętrzeń sieci a okresem ich powtarzalności ($T_n \approx C$) uzyskanych dla 10 niezależnych 38-letnich szeregów syntetycznych przedstawionych na rys. 8.1

Na rysunku 8.2 przedstawiono wyniki obliczeń wiązki multi-modelu (ang. *multi-model ensemble*). Stosowanie multimodeli (modeli wiązkowych) jest powszechne w prognozowaniu zmian klimatycznych, ale także coraz częstsze w prognozowaniu i modelowaniu hydrogramów przepływu (Duan i in. 2007). W tym podejściu zakłada się jednoczesne zastosowanie kilku modeli w taki sposób, że informacja pochodząca od każdego z nich z osobna ma wpływ na końcowy wynik prognozowanej wielkości. Zazwyczaj tak opracowany multimodel cechuje się lepszą dokładnością prognostyczną niż poszczególne modele składo-

we. Stosuje się przy tym różne algorytmy służące do zespolenia danych pochodzących z różnych źródeł. Algorytmy te to na przykład wnioskowanie Bayesa, systemy wnioskowania eksperckiego czy też sztuczne sieci neuronowe. Przypisują one odpowiednie wagi danym pochodzącym z różnych źródeł z uwzględnieniem jakości poszczególnych modeli składowych.

Zobrazowane na rys. 8.2 wyniki demonstrują możliwość opracowania wiązki multimodelu przy wprowadzaniu różnych scenariuszy opadów. W prezentowanym przykładzie model hydrodynamiczny był uruchamiany 10-krotnie dla 10 losowych wymuszeń opadowych w postaci zbiorów intensywnych opadów (wydzielonych z 10 różnych 38-letnich syntetycznych szeregów opadowych). Fuzja wyników z serii poszczególnych symulacji modelowych prezentowanych na rys. 8.1 jest dokonywana również na podstawie najprostszego schematu uśredniania modelu Bayesa (Duan i in. 2007). Ta statystyczna procedura w przypadku 10-krotnego stosowania tego samego modelu hydrodynamicznego (a więc o tym samym poziomie wiarygodności) jest niczym innym jak prostym uśrednieniem zbiorów wyników. Mimo tak prostego warsztatu tworzenia mulitmodelu dzięki wykresowi z rys. 8.2 można uzyskać wyższy poziom poznawczy. Z tak opracowanej krzywej inżynier może nie tylko odczytać niezbędną objętość zbiornika dla zadanego czasu jej przewyższenia (częstości przelania zbiornika), lecz także pozyskać oszacowanie przedziału ufności tego odczytu, co wpływa korzystnie na poprawę bezpieczeństwa w projektowaniu.

Należy oczekiwać, że multimodele będą przyszłością modelowania systemów odwadniania. Być może, będą one oparte na fuzji wyników z modeli zarówno o różnych wymuszeniach opadowych, jak i na przykład o różnych warunkach brzegowych wynikających z procesu kalibracji tych modeli i związanej z tym niepewności przyjęcia parametrów hydrologicznych i hydraulicznych spływów powierzchniowych i przepływów w kanałach.

Wyzwaniem na najbliższe lata jest dalsze rozwijanie warsztatu przetwarzania i modelowania danych z radarów opadowych i jego wdrożenie do praktyki. Doświadczenia światowe dowodzą, że nowoczesne radary lokalne o podwójnej polaryzacji, pracujące w paśmie X są aktualnie najlepszą dostępną techniką pełnego przestrzenno-czasowego monitoringu opadów na dużych obszarach miejskich, z rozdzielczością spełniającą wysokie wymagania modelowania systemów odprowadzania wód opadowych. Widać wyraźnie, że radary stają się coraz powszechniejszym źródłem operacyjnego zasilania systemów RTC. Są one zatem filarem najbardziej zaawansowanej technologii zarządzania odpływem wód ze zlewni miejskich. Postęp w tym obszarze jest jednak uzależ-

niony od instalacji radarów opadowych pracujących w paśmie X w Polsce. Krajowe badania na połączonym poligonie sieci przyrządów naziemnych oraz systemu POLRAD złożonego z wielkoskalowych radarów (pracujących w paśmie C) dowiodły ich potencjału jako źródła szybkiej informacji o rozkładzie opadów na dużym obszarze (mogącym ostrzegać m.in. o napływie frontów opadowych i wskazującym kierunki ich przemieszczania). Zwróciły one też uwagę na problemy wynikające ze zbyt niskiej rozdzielczości przestrzennej i czasowej radarów pracujących w paśmie C. Wypracowano przy tym niemierniej i przetestowano wszechstronnie warsztat kalibracji i przetwarzania obrazowań radarowych. Są zatem gotowe narzędzia, które pomogą wdrożyć lokalne systemy radarowe przeznaczone do zarządzania miejskimi systemami odwadniania w Polsce.

Wdrożenie miejskich radarów opadowych będzie też zapewne impulsem do budowy modeli przestrzenno-czasowych całych pól opadowych. Znane są już próby budowy takich modeli (opisywanych w zagranicznej literaturze przedmiotu) z wykorzystaniem rozwinięcia opisywanych narzędzi analiz multi-fraktalnych oraz 3-wymiarowych multiplikatywnych kaskad losowych (Deidda 2000). W Polsce jak dotąd multiplikatywne kaskady losowe stosowane były głównie w postaci modeli 1-wymiarowych do generowania syntetycznych szeregów opadowych. Rozszerzeniem stosowania multiplikatywnych kaskad losowych był model 2-wymiarowy przestrzennego rozkładu opadu opracowany na podstawie scharakteryzowanej w monografii sieci deszczomierzy MPWiK w Warszawie (Rupp i in. 2012). Naturalnym trzecim stopniem stosowania multiplikatywnych kaskad losowych w Polsce powinien stać się 3-wymiarowy pełny przestrzenno-czasowy model opadu. Dzisiaj można jedynie postulować, aby przestrzenno-czasowe scenariusze opadów z takiego modelu służyły do zasilania zintegrowanych modeli hydrodynamicznych całych miast symulujących jednocześnie: przepływ wody w ciekach powierzchniowych, sieci kanalizacyjnej, na powierzchni zlewni i – być może – również jej infiltrację do gruntu. Tylko wówczas poziom modelowania opadów będzie adekwatny do poziomu zaawansowania złożonych i kosztownych, ale już wdrażanych, zintegrowanych modeli hydrodynamicznych systemów odwadniania terenów zurbanizowanych.

BIBLIOGRAFIA

- Arbeitsblatt DWA-A 117 (2014), *Bemessung von Regenrückhalteräumen*. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef.
- Barszcz M. (2012), *Znormalizowane rozkłady warstwy opadu w czasie trwania deszczy na obszarze zlewni doświadczalnej w Warszawie*, „Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie”, 12 (3), s. 27–38.
- Bartels H., Malitz G., Asmus S., Albrecht F.M., Dietzer B., Günther T., Ertel H. (1997), *Starkniederschlagshöhen für Deutschland*. KOSTRA. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Bergmann H., Breinhälter H., Hable O., Krainer R. (2001), *Calibration of tipping bucket hyetographs*, „Physics and Chemistry of the Earth”, (C), 26 (10–12), s. 731–736.
- Berne A., Delrieu G., Creutin J.D., Obled C. (2004), *Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology*, „Journal of Hydrology”, 299 (3–4), s. 166–179.
- Błaszczak W. (1954), *Spyły deszczowe w sieci kanalizacyjnej (wytyczne do normatywu)*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, 9, s. 262–271.
- Błaszczak W., Roman M., Stamatello H. (1974), *Kanalizacja*, t. 1: *Sieć i obiekty kanalizacyjne*, Arkady, Warszawa.
- Błażejowski R. (2003), *Kanalizacja wsi*, Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych, Poznań.
- Bogdanowicz E., Stachý J. (1998), *Maksymalne opady deszczu w Polsce. Charakterystyki projektowe. Materiały Badawcze*, Seria: Hydrologia i Oceanologia, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Bringi V.K., Chandrasekar V. (2001), *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*, Cambridge University Press.
- Brock F.V., Richardson S.J. (2001), *Meteorological measurement systems*, Oxford University Press.
- Burlando P., Montanari A., Ranzi R. (1996), *Forecasting of storm rainfall by combined use of radar, rain gages and linear models*, „Atmospheric Research”, 42, s. 199–216.
- Cârsteanu A., Venugopal V., Foufoula-Georgiou E. (1999), *Event-specific multiplicative cascade models and an application to rainfall*, „Journal of Geophysical Research”, 104 (D24), s. 31 611–31 622.
- Cebulak E., Farat R., Koczorowska R., Niedźwiedz T., Plenzler W. (1987), *Deszcze ulewne. Mapy*, w: *Atlas hydrologiczny Polski*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 31–35.
- Cluckie I.D., Lane A., Yuan J. (1999), *Modeling large urban drainage systems in real time*, „Water Science Technology”, 39 (4), s. 21–28.
- Deidda R. (2000), *Rainfall downscaling in a space-time multifractal framework*, „Water Resources Research”, 36 (7), s. 1779–1794.
- Devroye L. (1986), *Non-uniform random variate generation*, Springer, New York.
- Duan Q., Ajami N.K., Gao X., Sorooshian S. (2007), *Multi-model ensemble hydrologic prediction using Bayesian model averaging*, „Advances in Water Resources”, 30 (5), s. 1371–1386.

- Dyrektywa Rady z dnia 21 maja 1991 r. dotycząca oczyszczania ścieków komunalnych, (91/271/EWG) (1991), „Dziennik Urzędowy Wspólnot Europejskich” L 135/40 30.5.1991.
- Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej (2000), „Dziennik Urzędowy” L 327, 22/12/2000 P. 0001–0073.
- Edel R. (2006), *Odwodnienie dróg*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Eicher C., Krejci V. (1996), *A new rainfall data system for urban hydrology in Switzerland*, „Atmospheric Research”, 42 (1–4), s. 177–198.
- Faure D., Auchet P. (1999), *Real time weather radar data processing for urban hydrology in Nancy*, „Physics and Chemistry of the Earth”, (B), 24 (8), s. 909–914.
- Feder J. (1988), *Fractals*, Plenum Press, New York.
- Fortuniak K., Klysik K., Wibig J. (2006), *Urban–rural contrasts of meteorological parameters in Łódź*, „Theoretical and Applied Climatology”, 84, s. 91–101.
- Frankhauser R. (1997), *Measurement properties of tipping bucket rain gauges and their influence on urban runoff simulation*, „Water Science & Technology”, 36 (8–9), s. 7–12.
- Frisch U., Parisi G. (1985), *Fully developed turbulence and intermittency*, w: *Turbulence and predictability in geophysical fluid dynamics and climate dynamics*, Eds. Ghil M., Benzi R., G. Parisi, s. 84–88.
- Gao J., Cao Y., Tung W., Hu J. (2007), *Multiscale analysis of complex time series: Integration of chaos and random fractal theory, and beyond*, Wiley, New Jersey.
- Gires A., Onof C., Maksimovic C., Schertzer D., Tchiguirinskaia I., Simoes N. (2012), *Quantifying the impact of small scale unmeasured rainfall variability on urban hydrology through multifractal downscaling: a case study*, „Journal of Hydrology”, 442–443, s. 117–128.
- Gires A., Tchiguirinskaia I., Schertzer D., Lovejoy S. (2013), *Multifractal analysis of an urban hydrological model on a Seine-Saint-Denis study case*, „Urban Water Journal”, 10 (3), s. 195–208.
- Gruszecka A. (1984), *Pluviogram syntetyczny jako podstawa określania hydrogramu przepływu ścieków deszczowych*, „Ochrona Środowiska”, 434/3–4, s. 21–24.
- Gupta V.K., Waymire E.C. (1993), *A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade*, „Journal of Applied Meteorology”, 32 (2), s. 251–267.
- Haestad Methods, Durrans S.R., Klotz D. (2007), *Stormwater conveyance modeling and design*, Bentley Institute Press, Exton, PA.
- Haestad Methods, Walski T.M. i in. (2007), *Wastewater collection system modeling and design*, Bentley Institute Press, Exton, PA.
- Harris D., Menabde M., Seed A., Austin G. (1996), *Multifractal characterization of rain fields with a strong orographic influence*, „Journal of Geophysical Research”, 101 (D21), s. 26 405–26 414.
- Harris D., Menabde M., Seed A., Austin G. (1998), *Breakdown coefficients and scaling properties of rain fields*, „Nonlinear Processes Geophysics”, 5 (2), s. 93–104.
- Hernebring C., Jönsson L.-E., Thorén U.-B., Møller A. (2002), *Dynamic online sewer modelling in Helsingborg*, „Water Science & Technology”, 45 (4–5), s. 429–436.
- Holley R., Waymire E.C. (1992), *Multifractal dimensions and scaling exponents for strongly bounded random cascades*, „Annals of Applied Probability”, 2 (4), s. 819–845.
- Insley J. (1997), *Pen portraits of Presidents — Baldwin Latham*, „Weather”, April, s. 128, 129.
- Jakubiak B., Licznar P., Malinowski S.P. (2014), *Rainfall estimates from radar vs. raingauge measurements, Warsaw case study*, „Environment Protection Engineering”, 40 (2), s. 162–170.
- Johann G., Verworn H.-R. (1997), *Requirements for radar rainfall data in urban catchment modeling and control*, „Water Science & Technology”, 36 (8–9), s. 13–18.
- Kahane J.P., Peyriere J. (1976), *Sur certaines martingales de Benoit Mandelbrot*, „Advances in Mathematics”, 22, s. 131–145.
- Klysik K., Fortuniak K. (1999), *Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland*, „Atmospheric Environment”, 33, s. 3885–3895.

- Kotowski A. (2011), *Metodyczne podstawy formułowania modeli opadów miarodajnych do wymiarowania kanalizacji*, „Przegląd Geofizyczny”, LVI (1–2), s. 45–67.
- Kotowski A. (2015a), *Podstawy bezpiecznego wymiarowania odwodnień terenów*, t. 1: *Sieci kanalizacyjne*, Wydawnictwo Seidel-Przywecki, Warszawa.
- Kotowski A. (2015b), *Podstawy bezpiecznego wymiarowania odwodnień terenów*, t. 2: *Obiekty specjalne*, Wydawnictwo Seidel-Przywecki, Warszawa.
- Kotowski A., Kaźmierczak B., Danczewicz A. (2010), *Modelowanie opadów do wymiarowania kanalizacji*, Seria: Studia z Zakresu Inżynierii, nr 68, PAN, Warszawa.
- Krejčík J., Krejčí V., Musilová S., Stránský D. (1998), *Rainfall data monitoring and application for urban hydrology in the Czech Republic*, „Water Science & Technology”, 7 (11), s. 91–96.
- Kundzewicz Z. (1985), *Modele hydrologiczne ruchu fal powodziowych*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Kupczyk E., Suligowski R. (1997), *Statystyczny opis struktury czasowej opadów atmosferycznych jako elementu wejścia do modeli hydrologicznych*, w: *Prognoza opadów i wzebrań o zadanym okresie powtarzalności*, U. Soczyńska (red.), Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 17–82.
- Langousis A., Veneziano D. (2007), *Intensity-duration-frequency curves from scaling representations of rainfall*, „Water Resources Research” 43, W02422.
- Lanza L., Leroy M., Alexandropoulos C., Stagi L., Wauben W. (2005), *WMO laboratory intercomparison of rainfall intensity gauges. Final report*, IOM Report No. 84, WMO/TD No. 1304.
- Larose D.T. (2005), *Discovering knowledge in data: An introduction to data mining*, Wiley, Inc., New Jersey and Canada.
- Licznar P. (2001), *Automatyzacja przetwarzania danych pluwiograficznych w procesie wyznaczania wskaźnika erozyjności deszczy*, „Folia. Universitatis Agriculturae Stetinensis”, 217, Seria: Agricultura, (87), s. 125–128.
- Licznar P. (2003), *Modelowanie erozji wodnej gleb*, „Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu”, Seria: Monografie, XXXII, nr 456.
- Licznar P. (2006a), *Nowoczesne projektowanie kanalizacji sanitarnej na bazie numerycznego modelu terenu w programie InRoads Storm&Sanitary*, „Instal”, 4, s. 61–68.
- Licznar P. (2006b), *Nowoczesne projektowanie sieci odwodnienia na bazie numerycznego modelu terenu w programie InRoads Storm&Sanitary*, „Instal”, 6, s. 57–63.
- Licznar P. (2007a), *Disdrometr laserowy – nowe narzędzie pomiarowe opadów atmosferycznych dla potrzeb inżynierii środowiska*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, Kwiecień 2007, s. 10–12.
- Licznar P. (2007b), *Połowe pomiary energii kinetycznej deszczów przy użyciu impaktometru elektronicznego*, „Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska”, XVI, 2 (36), s. 20–27.
- Licznar P. (2008a), *Obliczenia częstotliwości nadpiętrzania sieci kanalizacji deszczowej*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, 7–8, s. 16–21.
- Licznar P. (2008b), *Praktyczna realizacja modelu hydrodynamicznego sieci kanalizacyjnej w pakiecie SewerPac*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, marzec 2008, s. 11–19.
- Licznar P. (2009a), *Generatory syntetycznych szeregów opadowych do modelowania sieci kanalizacji deszczowych i ogólnospławnych*, Seria: Monografie, LXXVII, Wydawnictwo UP we Wrocławiu, Wrocław.
- Licznar P. (2009b), *Potrzeba wykorzystywania syntetycznych danych opadowych dla modelowania sieci kanalizacji deszczowej i ogólnospławnej*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, 6, s. 19–24.
- Licznar P. (2009c), *Wstępne wyniki porównawczych testów połowych elektronicznego deszczomierza wagowego OTT Pluvio² i disdrometru laserowego Parsivel*, „Instal”, 7–8, s. 43–50.
- Licznar P. (2010a), *Problematyka wód opadowych na przykładzie Stanów Zjednoczonych Ameryki*, „Przegląd Komunalny. Zeszyty Komunalne”, 4 (223), s. 82–87.
- Licznar P. (2010b), *Wymiarowanie zbiorników retencyjnych wód opadowych zgodnie z wymogami niemieckiej wytycznej DWA A-117*, „Instal”, 11, s. 51–56.

- Licznar P. (2011), *Wykrywanie niezbędnej objętości zbiorników wód opadowych na podstawie symulacji hydrodynamicznych*, „Instal”, 1, s. 39–47.
- Licznar P. (2013), *Wymiarowanie zbiorników retencyjnych ścieków deszczowych na podstawie syntetycznych szeregów czasowych opadów deszczu*, „Ochrona Środowiska”, 35 (2), s. 27–32.
- Licznar P., Krajewski W.F. (2016), *Precipitation type specific radar reflectivity-rain rate relationships for Warsaw, Poland*, „Acta Geophysica”, 64, s. 1840–1857.
- Licznar P., Łomotowski J. (2004), *Systemy monitoringu i sterowania odpływem wód opadowych*, „Przegląd Komunalny. Zeszyty Komunalne”, 11 (22), s. 136–138.
- Licznar P., Łomotowski J. (2005a), *Analiza chwilowych natężeń deszczów miarodajnych we Wrocławiu*, „Ochrona Środowiska”, 2, s. 25–28.
- Licznar P., Łomotowski J. (2005b), *Analiza średnich natężeń deszczów miarodajnych we Wrocławiu*, „Ochrona Środowiska”, 1, s. 29–34.
- Licznar P., Łomotowski J. (2007), *Rainfall kinetic energy measurements with impactometer implementation*, „Works & Studies – Prace i Studia of the Institute of Environmental Engineering of the Polish Academy of Science”, 69, Zabrze.
- Licznar P., Rojek M. (2002), *Erozynność deszczu południowo-zachodniej Polski na przykładzie stacji Wrocław-Swojec*, „Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska”, XI, 2 (25), s. 5–14.
- Licznar P., Schmitt T.G. (2010), *Weryfikacja możliwości generowania syntetycznych szeregów opadowych dla hydrodynamicznego modelowania sieci kanalizacyjnych na podstawie danych niemieckich*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, 3, s. 10–15.
- Licznar P., Siekanowicz-Grochowina K. (2015), *Wykorzystanie disdrometru laserowego do kalibracji obrazów pochodzących z radarów opadowych na przykładzie Warszawy*, „Ochrona Środowiska”, 37 (2), s. 11–16.
- Licznar P., Szeląg B. (2014), *Analiza zmienności czasowej opadów atmosferycznych w Warszawie*, „Ochrona Środowiska”, 36 (3), s. 23–28.
- Licznar P., De Michele C., Adamowski W. (2015a), *Precipitation variability within an urban monitoring network via microcanonical cascade generators*, „Hydrology and Earth System Sciences”, 19, s. 485–506.
- Licznar P., Łomotowski J., Rojek M. (2005a), *Pomiary i przetwarzanie danych opadowych dla potrzeb projektowania i eksploatacji systemów odwodnieniowych*, Futura PZLiTS, Poznań.
- Licznar P., Łomotowski J., Rojek M. (2005b), *Sposoby pomiaru natężenia deszczu na potrzeby projektowania i eksploatacji systemów odwodnienia terenów zurbanizowanych*, „Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie”, 5 (14), s. 209–219.
- Licznar P., Łomotowski J., Błoński S., Ciach G.J. (2008), *Microprocessor field impactometer calibration: Do we measure drops' momentum or their kinetic energy?*, „Journal of Atmospheric and Oceanic Technology”, 25 (5), s. 742–753.
- Licznar P., Łomotowski J., Burszta-Adamiak E., Kuczewski K. (2007), *Pierwszy krok w budowie bazy danych o opadach dla inżynierów sanitarnych*, „Forum Eksploatatora”, marzec/kwiecień, s. 38–40.
- Licznar P., Łomotowski J., Rupp D.E. (2011a), *Random cascade driven rainfall disaggregation for urban hydrology: An evaluation of six models and a new generator*, „Atmospheric Research”, 99, s. 563–578.
- Licznar P., Schmitt T.G., Rupp D.E. (2011b), *Distributions of microcanonical cascade weights of rainfall at small timescales*, „Acta Geophysica”, 59 (5), s. 1013–1043.
- Licznar P., Siekanowicz-Grochowina K., Mielczarek S. (2015b), *Zróżnicowanie natężeń deszczów miarodajnych w Polsce*, „Instal”, 7–8, s. 58–65.
- Licznar P., Burszta-Adamiak E., Łomotowski J., Stańczyk J. (2017a), *Modern proposal of methodology for retrieval of characteristic synthetic rainfall hyetographs*, E3S Web of Conferences 22, 00104.

- Licznar P., Knysz M., Chudziak A., Zieliński J. (2012), *Modelowanie wpływu wysokich stanów wód odbiornika na pracę kanalizacji deszczowej*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 2, s. 83–92.
- Licznar P., Konieczny T., Siekanowicz-Grochowina K., Malinowski P. (2016), *Analiza potencjalnej retencji kanałowej systemu ogólnospławnego miasta Wrocławia na podstawie zasobów GIS i Urban Atlas*, „Instal”, 4, s. 68–80.
- Licznar P., Siekanowicz-Grochowina K., Oktawiec M., Mikołajewski K. (2017b), *Wpływ przyjęcia modelu natężeń deszczów miarodajnych na bezpieczeństwo obliczeń objętości zbiorników retencyjnych wód opadowych w Polsce*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, listopad, s. 433–439.
- Licznar P., Zymon P., Mlaś W., Lech-Surowiec P. (2013), *Koncepcja zagospodarowania wód opadowych*, „Wodociągi–Kanalizacja”, 5 (111), s. 40–42.
- Lima M.I.P. de (1998), *Multifractals and the temporal structure of rainfall*, praca dokt., Wageningen Agricultural University, Wageningen.
- Lindley W.H. (1911), *Entwässerung der Stadt Lodz. Erläuterungsbericht zum Projekt*, Druckerei August Osterrieth, Frankfurt a. M.
- Lovejoy S., Schertzer D. (1985), *Generalised scale invariance and fractal models of rain*, „Water Resources Research”, 21, s. 1233–1250.
- Lovejoy S., Schertzer D. (1990), *Multifractals, universality classes and satellite and radar measurements of clouds and rain*, „Journal of Geophysical Research”, 95, s. 2021–2034.
- Lovejoy S., Schertzer D. (2006), *Multifractals, cloud radiances and rain*, „Journal of Hydrology”, 322, s. 59–88.
- Lovejoy S., Schertzer D. (2013), *The weather and climate: Emergent laws and multifractal cascades*, Cambridge University Press.
- Lovejoy S., Schertzer D., Tsonis A.A. (1987), *Functional box-counting and multiple elliptical dimensions in rain*, „Science”, 235, s. 1036–1038.
- Maheepala U.K., Takyi A.K., Perera B.J.C. (2001), *Hydrological data monitoring for urban storm-water drainage systems*, „Journal of Hydrology”, 245, s. 32–47.
- Malitz G., Ertel H. (2015), *KOSTRA-DWD-2010 Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugszeitraum 1951 bis 2010) – Abschlussbericht*, Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach am Main.
- Mandelbrot B. (1974), *Intermittent turbulence in self-similar cascades: Divergence of high moments and dimension of the carrier*, „Journal of Fluid Mechanics”, 62, s. 331–358.
- Marshak A., Davis A., Cahalan R., Wiscombe W. (1994), *Bounded cascade models as nonstationary fractals*, „Physical Review”, E, 49, s. 55–69.
- Marshall J.S., Palmer W.M.C.K. (1948), *The distribution of raindrops with size*, „Journal of Meteorology”, 5, s. 165–166.
- Marshall J.S., Langille R.C., Palmer M.C.K. (1947), *Measurement of rainfall by radar*, „Journal of Meteorology”, 4, s. 186–192.
- Menabde M., Sivapalan M. (2000), *Modeling of rainfall time series and extremes using bounded random cascades and Levy-stable distributions*, „Water Resources Research”, 36 (11), s. 3293–3300.
- Menabde M., Harris D., Seed A., Austin G., Stow D. (1997), *Multiscaling properties of rainfall and bounded random cascades*, „Water Resources Research”, 33 (12), s. 2823–2830.
- Metcalf L., Eddy H.P. (1928), *American sewerage practice*, t. 1: *Design of sewers*, McGraw-Hill, Inc., New York, NY.
- Molnar P., Burlando P. (2005), *Preservation of rainfall properties in stochastic disaggregation by a simple random cascade model*, „Atmospheric Research”, 77, s. 137–151.
- Mulvaney T.J. (1851), *On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rain fall and flood discharges in a given catchment*, „Transactions of the Institution of Engineers”, Ireland, 4 (2), s. 18–33.
- Oke T.R. (2006), *Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban*

- sites, World Meteorological Organization – WMO Instruments and Observing Methods Report No. 81 (WMO/TD-No. 1250).
- Olsson J. (1998), *Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation*, „Hydrology and Earth System Sciences”, 2 (1), s. 19–30.
- Operating instructions Present Weather Sensor OTT Parsivel2 (2015), Document number 70.210.001.B.E OTT Hydromet GmbH, http://www.tecnologiayambiente.com.ar/wp-content/uploads/Manual_Parsivel2.pdf (kwiecień 2015).
- Over T.M. (1995), *Modeling space-time rainfall at the mesoscale using random cascades*, praca dokt., University of Colorado.
- Over T.M., Gupta V.K. (1994), *Statistical analysis of mesoscale rainfall: Dependence of a random cascade generator on large-scale forcing*, „Journal of Applied Meteorology”, 33, s. 1526–1542.
- Over T.M., Gupta V.K. (1996), *A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades*, „Journal of Geophysical Research”, 101 (D21), s. 26 319–26 331.
- Pandey G., Lovejoy S., Schertzer D. (1998), *Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two million square kilometers, one day to 75 years*, „Journal of Hydrology”, 208, s. 62–81.
- Pathirana A., Herath S. (2002), *Multifractal modelling and simulation of rain fields exhibiting spatial heterogeneity*, „Hydrology and Earth System Sciences”, 6 (4), s. 695–708.
- Paulson K.S., Baxter P.D. (2007), *Downscaling of rain gauge time series by multiplicative beta cascade*, „Journal of Geophysical Research”, 112, D09105.
- Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P., Oettle C., Bréon F.-M. Nan H., Zhou L., Myneni R.B. (2012), *Surface Urban heat island across 419 global big cities*, „Environmental Science & Technology”, 46 (2), s. 696–703.
- Pfister A., Cassar A. (1999), *Use of benefit of radar rainfall data in an urban real time control project*, „Physics and Chemistry of the Earth”, (B), 24 (8), s. 903–908.
- Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. (1989), *Numerical recipes in Pascal. The art of scientific computing*, Cambridge University Press.
- PN-EN 12056-3 (2002), *Systemy kanalizacji grawitacyjnej wewnątrz budynków – Część 3: Przewody deszczowe – Projektowanie układu i obliczenia*.
- PN-EN 752 (2008), *Zewnętrzne systemy kanalizacyjne*.
- PN-EN 752 (2017), *Zewnętrzne systemy kanalizacyjne*.
- PN-S-02204 (1997), *Drugi samochodowe – Odwodnienie dróg*.
- Prospekt (1934), *Einfache und registrierende Regen- und Schneemesser*, R. Fuess, Fabrik für Wissenschaftliche und Technische Präzisions-Messinstrumente Berlin-Steglitz.
- Reinhold F. (1940), *Regenspenden in Deutschland*, Archiv für Wasserwirtschaft 56.
- Rupp D.E., Keim R.F., Ossiander M., Brugnach M., Selker J.S. (2009), *Time scale and intensity dependency in multiplicative cascades for temporal rainfall disaggregation*, Water Resources Research, 45, W07409.
- Rupp D.E., Licznar P., Adamowski W., Leśniewski M. (2012), *Multiplicative cascade models for fine spatial downscaling of rainfall: parameterization with rain gauge data*, „Hydrology and Earth System Sciences”, 16, s. 671–684.
- Rybczyński M., Pomianowski K., Wóycicki K. (1933), *Hydrologja*, cz. I: *Opad–odpływ*, Komisja Wydawnicza Towarzystwa Bratniej Pomocy Studentów Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
- Schertzer D., Lovejoy S. (1987), *Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes*, „Journal of Geophysical Research”, 92, s. 9692–9714.
- Schertzer D., Lovejoy S. (1989), *Nonlinear variability in geophysics: multifractal analysis and simulations*, w: *Fractals' physical origin and properties*, L. Pietronero (red.), Plenum Press, New York, s. 49–79.
- Schertzer D., Lovejoy S. (1992), *Hard and soft multifractal processes*, „Physica”, A, 185, s. 187–194.

- Schmitt T.G. (2007), *Komentarz do ATV-A118P. Hydrauliczne wymiarowanie systemów odwadniających*, Wydawnictwo Seidel-Przywecki, Warszawa.
- Siekanowicz-Grochowina K., Licznar P., Konieczny T., Zaleski J. (2017), *Porównanie danych opadowych z sieci deszczomierzy i radaru meteorologicznego dla Wrocławia*, „Gaz, Woda i Technika Sanitarna”, lipiec, s. 303–307.
- Suligowski R. (2004), *Struktura czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Polsce. Próba regionalizacji*, Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, 12, Kielce.
- Sziszkin Z.N., Karielin A., Kołobanow S.K., Jakowlew S.W. (1960), *Kanalizacja, Gosudarstvennoje izdatielstwo literatury po stroitilstwu, architekturie i stroitielnym materiałam*, Moskwa.
- Talbot A.N. (1892), *Rates of maximum rainfall*, „Technograph”, 6, s. 103–117.
- Talbot A.N. (1899), *The railway transition spiral*, Engineering News Pub. Co., New York, NY.
- Tessier Y., Lovejoy S., Schertzer D. (1993), *Universal multifractals in rain and clouds: theory and observations*, „Journal of Applied Meteorology”, 32, s. 223–250.
- Tessier Y., Lovejoy S., Hubert P., Schertzer D., Pecknold S. (1996), *Multifractal analysis and modelling of rainfall and river flows and scaling, casual transfer functions*, „Journal of Geophysical Research”, 101 (D21), s. 26 427–26 440.
- Thames Tideway Tunnel (2010), *Needs Report, Appendix B, Report on Approaches to UWWTD Compliance in Relation to CSO's in major cities across the EU*, <http://aim.prepared-fp7.eu/viewer/doc.aspx?id=28> (29 czerwca 2015).
- Trupl J. (1959), *Závislost intenzit krátkodobých dešťů na výskytu bouřek. Výzkum. ústav vodohospodářský. Práce a studie Výzkumného ústavu vodohospodářského v Praze-Podbabě*, Seš. 100, Praha-Podbaba.
- Tuszyńska I. (2011), *Charakterystyka produktów radarowych*, IMGW Warszawa.
- Veneziano D.P., Furcolo P., Iacobellis V. (2006), *Imperfect scaling of time and space-time rainfall*, „Journal of Hydrology”, 322, s. 105–119.
- Villarini G, Krajewski W.F. (2010), *Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall*, „Surveys in Geophysics”, 31 (1), s. 107–129.
- Węglarczyk S. (2013), *O poprawności wzorów Błaszczyka na obliczanie opadów miarodajnych*, „Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich”, 3/IV, s. 63–76.
- WMO-No. 8 (2012), *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, World Meteorological Organization – WMO.
- Wołoszyn J. (1961), *Prawdopodobieństwo deszczów burzowych we Wrocławiu*, „Zeszyty Naukowe WSR Wrocław”, Sesja Naukowa Wydziału Melioracji Wodnych WSR, listopad 1961, Wrocław, s. 27–43.
- Wołoszyn J. (1964), *Probabilistyczna metoda obliczania natężenia deszczów na przykładzie Wrocławia*, „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej”, 58 (3), s. 3–29.
- Wytyczne techniczne projektowania miejskich sieci kanalizacyjnych (1965) „Dziennik Budownictwa”, nr 15, 7 XII.
- Žukov A.I., Karelin A., Kolobanov S.K., Jakovlev S.V. (1964), *Kanalizacja, Gosudarstvennoe izdatielstwo literatury po stroitelstvu*, Moskwa.

MONOGRAFIE KOMITETU INŻYNIERII ŚRODOWISKA POLSKIEJ AKADEMII NAUK

- Nr 1 MIKROORGANIZMY W KSZTAŁTOWANIU JAKOŚCI I UZDATNIANIU WÓD PODZIEMNYCH
Krystyna Olańczuk-Neyman
Gdańsk 2001
- Nr 2 METODY OCENY I PODNOSZENIA NIEZAWODNOŚCI DZIAŁANIA KOMUNALNYCH
SYSTEMÓW ZAOPATRZENIA W WODĘ
Artur Wieczysty
Kraków 2001
- Nr 3 UTYLIZACJA ZUŻYTYCH JONITÓW DO REKULTYWACJI ZDEGRADOWANYCH UTWORÓW
PIASZCZYSTYCH – BADANIA MODELOWE
Mariola Chomczyńska
Lublin 2001
- Nr 4 POJEZIERZE ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKIE. PRZEKSZTAŁCENIE STRUKTURY EKOLOGICZNEJ
KRAJOBRAZU I UWARUNKOWANIA ZAGOSPODAROWANIA PRZESTRZENNEGO
Tadeusz J. Chmielewski
Lublin 2001
- Nr 5 DEGRADACJA ZWIĄZKÓW ORGANICZNYCH ZAWARTYCH W ODCIEKACH Z WYSYPISK
Joanna Surmacz-Górska
Lublin 2001
- Nr 6 POLICHLOROWANE DIBENZO(P)DIOKSYNY I DIBENZOFURANY – WŁAŚCIWOŚCI
I ODDZIAŁYWANIE NA ŚRODOWISKO
Zdzisław Kozak, Marzenna R. Dudzińska
Lublin 2001
- Nr 7 PESTYCYDY W ŚRODOWISKU I ICH OZNACZENIE METODĄ CHROMATOGRAFII GAZOWEJ
Krystyna Pomorska
Lublin 2001
- Nr 8 ENERGETYCZNE ASPEKTY WYTWARZANIA OZONU DLA POTRZEB INŻYNIERII
ŚRODOWISKA
Janusz Ozonek
Lublin 2002
- Nr 9 INŻYNIERIA ŚRODOWISKA STAN OBECNY I PERSPEKTYWY ROZWOJU (MATERIAŁY NA
KONGRES)
Lublin 2002
- Nr 10 I KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA. Materiały
Lublin 2002

- Nr 11 I KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA. Materiały
Lublin 2002
- Nr 12 I KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA RERERATY PROBLEMOWE
Lublin 2002
- Nr 13 ANALIZA PROCESÓW WYTWARZANIA OZONU DLA POTRZEB OCHRONY ŚRODOWISKA
Janusz Ozonek
Lublin 2003
- Nr 14 WYSTĘPOWANIE I PRZEMIANY POLICHLOROWANYCH DIBENZO-P-DIOKSYN
I DIBENZOFURANÓW W UKŁADACH: OSADY ŚCIEKOWE – GLEBA
Marzenna R. Dudzińska
Lublin 2003
- Nr 15 I KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA. MATERIAŁY – SUPLEMENT
Lublin 2003
- Nr 16 FILOZOFICZNE I SPOŁECZNE UWARUNKOWANIA ZRÓWNOWAŻONEGO ROZWOJU
Artur Pawłowski
Lublin 2003
- Nr 17 INŻYNIERSKIE, PRZYRODNICZE I EKONOMICZNE UWARUNKOWANIA ZRÓWNOWAŻONEGO
ROZWOJU
Zdzisław Ciećko
Lublin 2003
- Nr 18 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA – INFORMATOR
Anna Maria Anielak
Lublin 2003
- Nr 19 UTLENIANIE METANU W WARUNKACH BIOLOGICZNEJ REKULTYWACJI SKŁADOWISK
KOMUNALNYCH PRZYWĘGŁOWEJ SKAŁY PŁONNEJ
Witold Stępniewski
Lublin 2003
- Nr 20 SPECJACJA W OCHRONIE I INŻYNIERII ŚRODOWISKA
Elżbieta Bezak-Mazur
Lublin 2004
- Nr 21 NEW MATERIALS AND TECHNOLOGIES FOR ENVIRONMENTAL ENGINEERING
Part I. Syntheses and structure of ion exchange fibers
Vladimir Soldatov, Lucjan Pawłowski, Aleksander Shunkevich, Henryk Wasąg
Lublin 2004
- Nr 22 V KONFERENCJA NAUKOWA
MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA
Gliwice 2004
- Nr 23 HODOWLA SYNCHRONICZNA *CHLORELLA VULGARIS* W KONTROLI JAKOŚCI WÓD
Anna Czaplicka-Kotas
Kraków 2004
- Nr 24 PROFESOR TOMASZ WINNICKI W NAUCE I ŻYCIU SPOŁECZNYM
Lublin 2004
- Nr 25 OCHRONA I INŻYNIERIA ŚRODOWISKA ZRÓWNOWAŻONY ROZWÓJ
Szkola Ochrony i Inżynierii Środowiska im. Walerego Goetla
Kraków 2004

- Nr 26 FILOZOFICZNE, SPOŁECZNE I EKONOMICZNE UWARUNKOWANIA ZRÓWNOWAŻONEGO ROZWOJU
Artur Pawłowski
Lublin 2004
- Nr 26 PRZYRODNICZE UWARUNKOWANIA ZRÓWNOWAŻONEGO ROZWOJU
Suplement Zdzisław Ciećko
Lublin 2004
- Nr 27 PATHWAYS OF POLLUTANTS AND MITIGATION STRATEGIES OF THEIR IMPACT ON THE ECOSYSTEMS
Marzenna R. Dudzińska, Małgorzata Pawłowska
Lublin 2004
- Nr 28 PODSTAWY BEZPIECZEŃSTWA SYSTEMÓW ZAOPATRZENIA W WODĘ
Janusz Rak
Lublin 2005
- Nr 29 TECHNOLOGICZNE PODSTAWY MODERNIZACJI MAŁYCH OCZYSZCZALNI ŚCIEKÓW
Lech Dzienis
Białystok 2005
- Nr 30 XII OGÓLNOPOLSKA KONFERENCJA NAUKOWO-TECHNICZNA Z CYKLU PROBLEMY GOSPODARKI WODNO-ŚCIEKOWEJ W REGIONACH ROLNICZO-PRZEMYSŁOWYCH. MATERIAŁY
Lech Dzienis
Białystok 2005
- Nr 31 PROFESOR ANDRZEJ KRÓLIKOWSKI. JUBILEUSZ 50-LECIA PRACY ZAWODOWEJ, BADAWCZEJ I NAUKOWO-DYDAKTYCZNEJ. Materiały
Izabela Bartkowska, Lech Dzienis
Białystok 2005
- Nr 32 II KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA. MATERIAŁY, TOM I
Lublin 2005
- Nr 33 II KONGRES INŻYNIERII ŚRODOWISKA. MATERIAŁY, TOM II
Lublin 2005
- Nr 34 DEVELOPMENT OF INSULATION WITH SPECIALLY DESIGNER PROPERTIES FOR BUILDING RENOVATION
John Grunewald, Henryk Sobczuk
Lublin 2005
- Nr 35 OSADY POWSTAJĄCE W OBIEKTACH SYSTEMU KANALIZACJI DESZCZOWEJ
A. Królikowski, K. Garbarczyk, J. Gwoździej-Mazur, A. Butarewicz
Białystok 2005
- Nr 36 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA
Gliwice 2006
- Nr 37 PODSTAWY MODELOWANIA SYSTEMÓW EKSPLOATACJI WODOCIĄGÓW I KANALIZACJI
Sławczo Danczew
Lublin 2006
- Nr 38 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA. INFORMATOR
Anna Maria Anielak
Lublin 2007

- Nr 39 TIME DOMAIN REFLECTOMETRY METHOD IN ENVIRONMENTAL MEASUREMENTS
Henryk Sobczuk, Rudolph Plagge
Lublin 2007
- Nr 41 ZINTEGROWANE SYSTEMY ZARZĄDZANIA ENERGIĄ W BUDYNKACH BIUROWYCH
Jan Syposz, Piotr Jadwiszczak
Lublin 2007
- Nr 42 BADANIA DOŚWIADCZALNE W ROZWOJU TECHNOLOGII UZDATNIANIA WODY
Marek M. Sozański, Peter M. Huck
Lublin 2007
- Nr 43 OCENA WPŁYWU ZABEZPIECZEŃ PRZECIWEROZYJNYCH NA WARUNKI WILGOTNOŚCIOWE
W PROFILU GLEBOWYM
Marcin K. Widomski
Lublin 2007
- Nr 44 PROGNOSTYCZNY MODEL URUCHAMIANIA BIOGENNYCH ZWIĄZKÓW AZOTU I FOSFORU
W ERODOWANYCH GLEBACH MAŁEJ ZLEWNI LESSOWEJ
Piotr Gliński
Lublin 2007
- Nr 45 BADANIA POLA CIEPLNEGO W HALACH OGRZEWANYCH PROMIENNIKAMI
CERAMICZNYMI
Edyta Dudkiewicz, Janusz Jeżowiecki
Lublin 2007
- Nr 46 VI ZJAZD KANALIZATORÓW POLSKICH POLKAN'07. Materiały
M. Zawilski, G. Sakson, G. Mozolewska
Lublin 2007
- Nr 47 ENERGETYCZNE I PROCESOWE ASPEKTY PRODUKCJI I ZASTOSOWAŃ OZONU W TECHNICIE
J. Ozonek, S. Fijałkowski
Lublin 2007
- Nr 48 OPTOELECTRONIC DIAGNOSTICS OF COMBUSTION PROCESSES. INSTRUMENTS METHODS
OF APPLICATIONS.
Waldemar Wójcik
Lublin 2008
- Nr 49 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA
Krystyna Konieczny, Michał Bodzek
Gliwice 2008
- Nr 50 WYBRANE ZAGADNIENIA Z MODELOWANIA MATEMATYCZNEGO PROCESU OSADU
CZYNNEGO
Z. Dymaczewski
Poznań 2008
- Nr 51 ROZWÓJ ZRÓWNOWAŻONY – IDEA, FILOZOFIA, PRAKTYKA
Artur Pawłowski
Lublin 2008
- Nr 52 ULTRASŁABA LUMINESCENCJA GLONÓW CHARACEAE JAKO METODA OCENY ŚRODOWISKA
WODNEGO
Anna Jaśkowska
Lublin 2008

- Nr 53 PODSTAWY REOLOGII I TRANSPORTU RUROWEGO ZAWIESIN I OSADÓW Z OCZYSZCZANIA WODY I ŚCIEKÓW
Zbysław Dymaczewski, Joanna Jeż-Walkowiak, Adam Marlewski, Marek Sozański
Poznań 2008
- Nr 54 PRZYDATNOŚĆ WYBRANYCH BIOINDYKATORÓW DO OCENY EFEKTYWNOŚCI BIOREMEDIACJI GRUNTÓW ZANIECZYSZCZONYCH WĘGLOWODORAMI
A. Małachowska-Jutz, K. Miksch
Gliwice 2008
- Nr 55 MECHANIZMY TWORZENIA SIĘ I ROZPRZESTRZENIANIA ZWIĄZKÓW DIOKSYNOPOCHODNYCH W ŚRODOWISKU
Jacek Czerwiński
Lublin 2008
- Nr 56 OGÓLNOPOLSKA KONFERENCJA NAUKOWA. INŻYNIERIA EKOLOGICZNA
Hanna Obarska-Pempkowiak
Lublin 2009
- Nr 57 RETENCJA ZBIORNIKOWA I STEROWANIE DOPŁYWEM ŚCIEKÓW DO OCZYSZCZALNI
Daniel Słyś
Lublin, 2009
- Nr 58 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA PIĘĆ LAT PO WSTĄPIENIU DO UNII EUROPEJSKIEJ, tom 1
Janusz Ozonek, Małgorzata Pawłowska
Lublin 2009
- Nr 59 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA PIĘĆ LAT PO WSTĄPIENIU DO UNII EUROPEJSKIEJ. tom 2
Janusz Ozonek, Artur Pawłowski
Lublin 2009
- Nr 60 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA PIĘĆ LAT PO WSTĄPIENIU DO UNII EUROPEJSKIEJ. tom 3
Marzenna Dudzińska, Lucjan Pawłowski
Lublin 2009
- Nr 61 NOWE METODY REDUKCJI EMISJI ZANIECZYSZCZEŃ I WYKORZYSTANIA PRODUKTÓW UBOCZNYCH OCZYSZCZALNI ŚCIEKÓW
Hanna Obarska-Pempkowiak, Lucjan Pawłowski
Lublin 2009
- Nr 62 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W PRACY NAUKOWEJ PROF. DR. HAB. INŻ. MICHAŁA BODZKA
Krystyna Konieczny
Gliwice 2009
- Nr 63 MIKROBIOLOGICZNE METODY OGRANICZANIA EMISJI METANU ZE SKŁADOWISK ODPADÓW
Małgorzata Pawłowska
Lublin 2010
- Nr 64 MICROORGANISMS IN THE ENVIRONMENT AND ENVIRONMENTAL ENGINEERING FROM ECOLOGY AND TECHNOLOGY
Krystyna Olańczuk-Neyman, Hanna Mazur-Marzec
Gdańsk–Gdynia 2010
- Nr 65 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA, tom 1
Krystyna Konieczny
Gliwice 2010

- Nr 66 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA, tom 2
Krystyna Konieczny
Gliwice 2010
- Nr 67 ENERGETYKA – DZIŚ I JUTRO
Tomasz Cholewa, Alicja Siuta-Olcha
Lublin 2010
- Nr 68 HYDROLOGIA W INŻYNIERII I GOSPODARCE WODNEJ, tom 1
Beniamin Więzik
Warszawa 2010
- Nr 69 HYDROLOGIA W INŻYNIERII I GOSPODARCE WODNEJ, tom 2
Artur Magnuszewski
Warszawa 2010
- Nr 70 PROFESOR LUCJAN PAWŁOWSKI W DRODZE PRZEZ ŻYCIE
Henryk Wasąg
Lublin 2010
- Nr 71 KOMPUTEROWE WSPOMAGANIE PROJEKTOWANIA
Zbigniew Suchorab, Agnieszka Jedut, Grzegorz Łągód, Andrzej Raczkowski
Lublin 2010
- Nr 72 MODELOWANIE PRZEPŁYWÓW ORAZ TRANSPORTU I BIODEGRADACJI ZANIECZYSZCZEŃ
Grzegorz Łągód, Zbigniew Suchorab, Marcin Widomski, Katarzyna Wróbel
Lublin 2010
- Nr 73 MODELOWANIE RUCHU WODY I TRANSPORT ZANIECZYSZCZEŃ W OŚRODKU POROWATYM
Marcin Widomski, Dariusz Kowalski, Grzegorz Łągód
Lublin 2010
- Nr 74 MODELOWANIE SYSTEMU OCZYSZCZANIIA ŚCIEKÓW
Agnieszka Montusiewicz, Grzegorz Łągód, Adam Piotrowicz
Lublin 2010
- Nr 75 JĘZYKI PROGRAMOWANIA KOMPUTERÓW
Grzegorz Łągód, Henryk Sobczuk, Zbigniew Suchorab
Lublin 2010
- Nr 76 SYSTEMY GRZEWCZE
Tomasz Cholewa, Alicja Siuta-Olcha
Lublin 2010
- Nr 77 UKŁADY WENTYLACJI, KLIMATYZACJI I CHŁODNICTWA
Andrzej Raczkowski, Sławomira Dumała, Mariusz Skwarczyński
Lublin 2010
- Nr 78 NITRYFIKACJA W PROCESACH OCZYSZCZANIA WYBRANYCH WÓD ODPADOWYCH I ŚCIEKÓW
Joanna Surmacz-Górska
Gliwice 2010
- Nr 79 TECHNOLOGIE ENERGII ODNAWIALNEJ
K. Nalewaj, J. Diatczyk, R. Jaroszyńska
Lublin 2010
- Nr 80 NOWOCZESNE TECHNOLOGIE PALIW I SPALANIA
P. Komoda
Lublin 2010

- Nr 81 UKŁADY ELEKTRONICZNE W NOWOCZESNYCH TECHNOLOGIACH ENERGETYCZNYCH
W. Surtel, P. Komoda
Lublin 2010
- Nr 82 INŻYNIERIA ELEKTRYCZNA I TECHNOLOGIE INFORMATYCZNE W UKŁADACH ENERGOELEKTRONICZNYCH W NOWOCZESNYCH TECHNOLOGIACH ENERGETYCZNYCH
P. Kacejko, S. Adamek
Lublin 2010
- Nr 83 ENERGOOSZCZĘDNY BUDYNEK
M. Horyński
Lublin 2010
- Nr 84 SIECI KOMPUTEROWE
K. Gromaszek, T. Ławicki
Lublin 2010
- Nr 85 ARCHITEKTURA KOMPUTERÓW I SYSTEMY GIER
W. Surtel, P. Kisała
Lublin 2010
- Nr 86 ARCHITEKTURA KOMPUTERÓW I SYSTEMY OPERACYJNE
W. Surtel, P. Kisała
Lublin 2010
- Nr 87 ZASTOSOWANIE ZJAWISKA KAWITACJI HYDRODYNAMICZNEJ W INŻYNIERII ŚRODOWISKA
Janusz Ozonek
Lublin 2010
- Nr 88 NOWE METODY OPISU STRUKTURY SIECI WODOCIĄGOWYCH DO ROZWIĄZANIA PROBLEMÓW ZWIĄZANYCH Z ICH PROJEKTOWANIEM I EKSPLOATACJĄ
Dariusz Kowalski
Lublin 2010
- Nr 89 JAKUB KAZIMIERZ SIEMEK – PROFESOR HONOROWY POLITECHNIKI LUBELSKIEJ
Lublin 2010
- Nr 90 TOMASZ WINNICKI – PROFESOR HONOROWY POLITECHNIKI LUBELSKIEJ
Lublin 2010
- Nr 91 WYKORZYSTANIE WŁAŚCIWOŚCI ADSORPCYJNYCH MATERIAŁÓW ODPADOWYCH DO USUWANIA BARWNIKÓW Z ROZTWORÓW WODNYCH
Urszula Filipkowska
Lublin 2011
- Nr 92 ZAAWANSOWANE METODY USUWANIA NATURALNYCH SUBSTANCJI
M. Kabsch-Korbutowicz
Lublin 2012
- Nr 93 INŻYNIERIA ŚRODOWISKA – STAN OBECNY I PERSPEKTYWY ROZWOJU
Cz. Rosik-Dulewska, M. Kostecki
Lublin 2011
- Nr 94 BADANIA NAD ZWIĘKSZENIEM WYDAJNOŚCI BARWNIKOWYCH OGNIW SŁONECZNYCH
A. Zdyb
Lublin 2012
- Nr 95 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA, tom 1
K. Konieczny, I. Korus
Gliwice 2012

- Nr 96 MEMBRANY I PROCESY MEMBRANOWE W OCHRONIE ŚRODOWISKA, tom 2
M. Bodzek, J. Pelczara
Gliwice 2012
- Nr 97 PROFESOR JANUARY BIEŃ CZTERDZIEŚCI LAT W DYDAKTYCE I NAUCE
L. Pawłowski
Lublin 2012
- Nr 98 WSPÓŁFERMENTACJA OSADÓW ŚCIEKOWYCH I WYBRANYCH KOSUBSTRATÓW JAKO METODA EFEKTYWNEJ BIOMETANIZACJI
A. Montusiewicz
Lublin 2012
- Nr 99 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA. PRACE, tom I
M.R. Dudzińska, A. Pawłowski
Lublin 2012
- Nr 100 POLSKA INŻYNIERIA ŚRODOWISKA. PRACE, tom II
M.R. Dudzińska, A. Pawłowski
Lublin 2012
- Nr 101 KOMPOSTOWANIE KOMUNALNYCH OSADÓW ŚCIEKOWYCH JAKO FORMA RECYKLINGU ORGANICZNEGO
D. Kulikowska
Lublin 2012
- Nr 102 ZASTOSOWANIE ZEOLITÓW WYTWORZONYCH Z POPIOŁÓW LOTNYCH DO USUWANIA ZANIECZYSZCZEŃ Z WODY I ŚCIEKÓW
W. Franus
Lublin 2012
- Nr 103 BADANIA EKSPERYMENTALNE I TEORETYCZNE ZASOBNIKA CIEPŁEJ WODY ZE STRATYFIKACJĄ TERMICZNĄ WSPÓŁPRACUJĄCEGO Z INSTALACJĄ NISKOTEMPERATUROWĄ
A. Siuta-Olcha
Lublin 2012
- Nr 104 WYBRANE MIKROZANIECZYSZCZENIA ORGANICZNE W WODACH I GLEBACH
M. Włodarczyk-Makuła
Lublin 2012
- Nr 105 TOKSYCZNOŚĆ W PROCESIE BEZTLENOWEJ STABILIZACJI KOMUNALNYCH OSADÓW ŚCIEKOWYCH
Z. Sadecka
Lublin 2012
- Nr 106 PROCESY I EFEKTYWNOŚĆ USUWANIA ZANIECZYSZCZEŃ Z ODCIEKÓW ZE SKŁADOWISKA ODPADÓW KOMUNALNYCH W OCZYSZCZALNIACH HYDROFITOWYCH
E. Wojciechowska
Lublin 2012
- Nr 107 ZASTOSOWANIE JONITÓW WŁÓKNISTYCH W PROCESACH DEZODORYZACJI I KONTROLI JAKOŚCI POWIETRZA
H. Wasąg
Lublin 2012
- Nr 108 ROZKŁAD BIOMIMETYKÓW HORMONALNYCH ZA POMOCĄ ZAAWANSOWANYCH PROCESÓW UTLENIANIA
E. Flis
Lublin 2012

- Nr 109 DEGRADACJA PESTYCYDÓW WYBRANYMI METODAMI
I. Skoczko
Białystok 2013
- Nr 110 WYKORZYSTANIE SYNTETYCZNYCH ŻYWIC JONOWYMIENNYCH W REKULTYWACJI TERENÓW
ZDEGRADOWANYCH
M. Chomczyńska
Lublin 2013
- Nr 111 COMPUTER AIDED DESIGNING – 3D MODELING
G. Łagód, Z. Suchorab
Lublin 2013
- Nr 112 AEROZOLE W POWIETRZU WEWNĘTRZNYM: ŹRÓDŁA – POZIOMY – PROBLEMY
M. Dudzińska
Lublin 2013
- Nr 113 SEPARACJA UCIAŹLIWYCH ZANIECZYSZCZEŃ ORGANICZNYCH Z WYKORZYSTANIEM TECHNIK
MEMBRANOWYCH
K. Majewska-Nowak
Wrocław 2013
- Nr 114 ŹRÓDŁA WĘGLA W PROCESACH BIOLOGICZNEGO USUWANIA AZOTU I FOSFORU
W. Janczukowicz, J. Rodziewicz
Lublin 2013
- Nr 115 WSKAŹNIKI JAKOŚCIOWE SUBSTANCJI ORGANICZNEJ GLEB O ZRÓŻNICOWANYM
NAWOŻENIU I ZMIANOWANIU
G. Żukowska
Lublin 2013
- Nr 116 ZANIECZYSZCZENIA A JAKOŚĆ POWIETRZA WEWNĘTRZNEGO W WYBRANYCH
POMIESZCZENIACH
B. Połednik
Lublin 2013
- Nr 117 BIOSURFACTANTS: GREEN SURFACTANTS
G. Płaza
Lublin 2014
- Nr 118 MEMBRANES AND MEMBRANE PROCESSES IN ENVIRONMENTAL PROTECTION, vol. 1
K Konieczny, I. Korus
Lublin 2014
- Nr 119 MEMBRANES AND MEMBRANE PROCESSES IN ENVIRONMENTAL PROTECTION, vol. II
M. Bodzek, J. Pelczer
Lublin 2014
- Nr 120 ZASTOSOWANIE ZEOLITÓW DO SEPARACJI CO₂ I Hg Z GAZÓW ODLOTOWYCH W PROCESACH
WYCHWYTYWANIA I SKŁADOWANIA DITLENKU WĘGLA
M. Wdowin
Lublin 2015
- Nr 121 WYKORZYSTANIE TUFÓW ZEOLITOWYCH W INŻYNIERII ŚRODOWISKA
W. Franus, A. Pawłowski
Lublin 2015

- Nr 122 OBIEG WYBRANYCH MAKROPIERWIĄTKÓW I ZWIĄZKÓW BIOGENNYCH W SYSTEMIE RZECZNO-JEZIORNYM NA PRZYKŁADZIE GÓRNEJ PASŁĘKI
J. Grochowska
Lublin 2015
- Nr 123 INCINERATION OF WASTE IN A ROTARY KILN
J.W. Bujak
Lublin 2015
- Nr 124 PIENIĄDZE I ZRÓWNOWAŻONY ROZWÓJ: BRAKUJĄCE OGNIWO
Lublin 2016
- Nr 125 OCENA ZRÓWNOWAŻONOŚCI SYSTEMÓW SOLARNYCH OPARTA NA ANALIZIE CYKLU ŻYCIA
A. Żelazna
Lublin 2016
- Nr 126 NEW MATERIAL SOLUTIONS FOR PLASM REACTOR
S. Gnapowski
Lublin 2016
- Nr 127 SUSTAINABILITY OF COMPACTED CLAY LINERS AND SELECTED PROPERTIES OF CLAY
M. Widomski
Lublin 2016
- Nr 128 DROGA PRZEZ ŻYCIE PROFESORA TADEUSZA PIECUCHA: 70 ROCZNICA URODZIN 4.06.2016
Lublin 2016
- Nr 129 INFORMATOR INŻYNIERII ŚRODOWISKA
A. Anielak, M. Cimochowicz-Rybicka
Lublin 2016
- Nr 130 METODY POMIARU GĘSTOŚCI STRUMIENIA CIEPŁA I STRAT CIEPŁA W BUDOWNICTWIE I CIEPŁOWNICTWIE
K. Wojdyga
Warszawa 2016
- Nr 131 OKREŚLENIE POZIOMU AKTYWNOŚCI SZTUCZNEGO ^{137}Cs I NATURALNEGO ^{40}K ORAZ WYBRANYCH METALI CIĘŻKICH W GLEBACH, NIEKTÓRYCH ROŚLINACH I W OSADACH DENNYCH AKWENÓW WODNYCH NA OBSZARACH POLSKI POŁUDNIOWEJ
A. Kubica
Lublin 2016
- Nr 132 UTYLIZACJA WYBRANYCH ODPADÓW W PRODUKCJI SPIEKANYCH KRUSZYW LEKKICH
M. Franus
Lublin 2016
- Nr 133 ZASTOSOWANIE TECHNIKI REFLAKTOMETRII W DOMENIE CZASU DO OCENY STANU ZAWILGOCENIA PRZEGRÓD BUDOWLANYCH
Z. Suchorab
Lublin 2016
- Nr 134 DEPOZYCJA PM₁₀ PODCZAS OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH
T. Olszowski
Lublin 2017
- Nr 135 ZASTOSOWANIE ZEOLITÓW SYNTETYCZNYCH Z POPIOŁÓW LOTNYCH W INŻYNIERII ŚRODOWISKA
W. Franus
Lublin 2017

Nr 136 BIOINDYKACJA W KONTROLI PROCESU OCZYSZCZANIA ŚCIEKÓW
G. Łągód
Lublin 2017

